LA EVOLUCION BIOCLIMATICA Y SUS CONSECUENCIAS: EL EJEMPLO DE LOS PALEOPAISAJES DEL CUATERNARIO EN GALICIA

Por Augusto PEREZ ALBERTI*
Pablo RAMIL REGO**

* Departamento de Xeografía. Facultade de Xeografía e Historia.
** Departamento de Bioloxía Vexetal (Botánica). Facultade de Farmacia.
Universidade de Santiago.

Abstract: Quaternary climatic and paleoambiental evolution in the Northwestern Iberian region is reconstructed according to geomorphological, sedimentological, paleobotanical and cronological information.

Resumen: A partir de la información geomorfológica, sedimentológica, paleobotánica y cronológica se realiza la reconstrucción climática y paleoambiental del Cuaternario en el extremo Noroccidental de la Península Ibérica.

INTRODUCCION

A lo largo del Cuaternario la evolución climática de la Tierra ha sufrido importantes variaciones, sucediéndose periódicamente fases durante los cuales los hielos recubrieron gran parte de su superficie: «***Glaciaciones***», y periodos de clima más atemperado: «***Interglacial***», en los que aquellos retrocedieron. En cada uno de los periodos glaciales (Tabl. 1) se pueden diferenciar un conjunto de fases caracterizadas por su crudeza climática: «***Estadial***», interrumpidas por una fase de débil mejoría climática: «***Interestadial***».

A partir de las secuencias paleovegetacionales realizadas en sedimentos continentales, se ha podido realizar un paralelismo entre el desarrollo de la vegetación, clima, edafología y procesos geomórficos para cada uno de los interglaciares más recientes del Pleistoceno, realizando su zonación fundamentalmente (Tabl. 1), a partir de la información botánica obtenida del análisis polínico, ya que las unidades bioestratigráficas basadas en asociaciones de flora y fauna conducen a una confusa periodización (TURNER & WEST, 1968). Tradicionalmente en los distintos Interglaciales se establecen dos grandes fases climáticas, la primera denominada «***Anatérmica***», se corresponde con el periodo inicial de recalentamiento, que conducirá al óptimo climático del Interglacial, y la segunda, «***Catatérmica***» que caracteriza un periodo de enfriamiento climático. VON POST (1946) propone el termino «***Terminocráticos***» para caracterizar aquellos elementos vegetales que se expanden durante el periodo inicial de recalentamiento; «***Mediocráticos***» para los elementos cuyo desarrollo se realiza de forma paralela al óptimo climático y «***Terminocráticos***» para los que se expanden al final del ciclo Interglacial, en relación con la fase de enfriamiento climático: «***Catatérmica***». Por su parte FIBRAS (1949) desarrolla un esquema semejante al precedente, pero

considera a los elementos «***Terminocráticos***» de la fase «***Catatérmica***» como diferentes de los de la fase de recalentamiento inicial, que denomina «***Archaeocráticos***».

En el modelo propuesto por IVERSEN (1958), cada Glacial se correspondería con un periodo «***Cryocrático***» caracterizado por el dominio de la vegetación de carácter ártico-alpina, relacionada con el predominio de procesos de solifluxión. La salida de la fase glacial vendría determinada por una episodio de incremento térmico «***Protocrático***», que favorecería el desarrollo de formaciones herbáceas y arbóreas de tipo boreal y el desarrollo de suelos lixiviados. Posteriormente durante el óptimo climático, periodo «***Mesocrático***», la vegetación arbórea de carácter mesófilo y/o termófilo alcanzará su máximo desarrollo, favoreciendo el desarrollo de suelos de tipo forestal. Por último el enfriamiento que establece el final del Interglaciar, vendría representado por el periodo «***Telocrático***», evidenciándose la sustitución de los bosques mesófilos y/o termófilos, por el dominio de las formaciones boscosas boreales, que conducirán a la formación de podsoles. ANDERSEM (1966) incluirá en este modelo un periodo intermedio, denominado «***Oligocráctico***» entre el Mesocráctico y Telocrático de IVERSEN (1958), que se caracterizaría por una degradación clara del suelo y en consecuencia provocaría un cambio en la vegetación más que un cambio climático.

CICLO	PERIODO	TEMPERATURA	VEGETACION DOMINANTE
GLACIAL	ESTADIAL		Predominio vegetación ártica
	INTERESTADIAL		Formaciones ártico-boreales
	ESTADIAL		Predominio vegetación ártica
INTERGLACIAR	TELOCRATICO		Bosque de carácter boreal
	Oligocrático MESOCRATICO		Bosque de carácter templado Predominio de elementos Mesófilos y/o termófilos.
	PROTOCRATICO		Bosque de carácter boreal
GLACIAL	ESTADIAL		Predominio vegetación ártica
	INTERESTADIAL		Formaciones ártico-boreales
	ESTADIAL		Predominio vegetación ártica
	INTERESTADIAL		Formaciones ártico-boreales
	ESTADIAL		Predominio vegetación ártica

TABLA 1. Zonación para un ciclo Glacial-Interglacial-Glacial.

Así pues, la periodización establecida para los ciclos Glacial-Interglacial, permite evaluar dentro de un territorio los cambios climáticos, vegetacionales y los procesos geomórficos, lo que obliga a realizar simultáneamente una intercorrelación de la información con la existente en las áreas limítrofes, anterior a cualquier tipo de teorización. Las variaciones del esquema general así establecido se consideran y definen dentro de un nivel inferior, con categoria de subzona, sin llegar a variar esencialmente las características de cada zona (TURNER & WEST, 1968). De este modo aun admitiendo un esquema general válido, razones locales pueden favorecer cambios, sin modificar esencialmente el modelo.

PERIODIZACION GLOBAL DEL CUATERNARIO

Desde la aparición en el hemisferio Norte de los primeros casquetes glaciales hace 3 millones de años, el clima global osciló (Tabl. 2,3) entre estados extremadamente fríos (Glaciales) caracterizados por el desarrollo de grandes casquetes, (DUPLESSY & RUDDIMAN, 1984) y otros cálidos (Interglaciales), con condiciones climáticas parecidas a las actuales. El conocimiento sobre la cronología y el número de glaciaciones existentes ha originado una fuerte controversia al enfrentar los datos geomorfológicos, paleontológicos y paleobotánicos. Sin embargo a partir de los trabajos de UREY (1947) sobre la medición de la la relación entre $^{18}O/^{16}O$, obtenida en de conchas de foraminíferos, se pudieron estimar las oscilaciones del volumen del hielo desarrollado sobre los continentes, asi como la evolución climática. El desarrollo de estas técnicas ha sido sincrónico con la puesta a punto de diferentes métodos de datación (bioestratigráfico, magnético, isotópico, bioquímico, termoluminiscencia), lo que ha facilitado junto con el incremento y la confrontación de los estudios paleoecológicos y geomorfológicos un mayor conocimiento del clima a lo largo del Cuaternario, precisando las diferencias y afinidades existentes entre áreas vecinas e interdependientes.

Paralelamente al desarrollo de la paleoecología, se ha incrementado considerablemente, el conocimiento sobre la vegetación y flora cuaternarias, a través del estudio polínico de sedimentos recogidos en medios naturales y en yacimientos arqueológicos. Si los estudios polínicos realizados en cuevas tienen la ventaja de acceder a registros antiguos, la pobreza polínica de los sedimentos calcáreos, su deposición discontínua limitan fuertemente su validez y provocan el rechazo de las interpretaciones paleoclimáticas (WATTS, 1986; TURNER & HANNON, 1988; REILLE, 1990; SANCHEZ GOÑI, 1991).

Los problemas de registro e interpretación de los datos polínicos se reducen fuertemente en los depósitos turbosos y lacustres, aunque todavía es muy limitado el número de secuencias que abarcan períodos cronológicos amplios: Amersfoort (ZAGWIJN, 1961), Le Grand Pile (WOILLARD, 1979), Les Echets (De BEAULIEU & REILLE, 1989), Tnaghi Philippon (WIJMSTRA, 1969), Valli di Castiglione (FOLLIERI et al., 1988), Biscaye (MARDONES & JALUT, 1983), Turbera de Padul (MENENDEZ AMOR & FLORSCHUTZ, 1962, PONS & REILLE, 1988), etc. Estas «largas secuencias», constituyen una referencia básica para la reconstrucción

Periodo climático		NE - EUROPA	ALPES	BP.
INTERGLACIAR	■	FLANDRIENSE	POSTGLACIAL	0
GLACIAL		WEICHSELIEN	WURM	10.000
INTERGLACIAR	■	EEMIEN	RISS-WURM	100.000
GLACIAL		SAALIEN	RISS	200.000
INTERGLACIAR	■	HOLSTEINIEN	MINDEL-RISS	400.000
GLACIAL		ELSTERIEN	MINDEL	450.000
INTERGLACIAR	■	CROMERIEN	GUNZ-MINDEL	550.000
GLACIAL		BEESTONIEN	GUNZ	800.000
INTERGLACIAR	■	WAALIEN	DANUBE-GUNZ	900.000
GLACIAL		EBURONIEN	DANUBE	1.400.000
INTERGLACIAR	■	TIGLIEN	BIBER-DANUBE	1.600.000
GLACIAL		BRUGGENIEN	BIBER	2.000.000
				3.000.000

TABLA 2. Periodización clásica del Cuaternario e inicio del Terciario.

paleobotánica del S.O. de Europa, basada en el hecho de que, frente a los cambios climáticos globales, la vegetación responde mayoritariamente de forma sincrónica, pero manteniendo características propias y diferentes, en función de las peculiaridades biogeográficas y del substrato.

PLEISTOCENO INFERIOR

Los principales episodios fríos registrados en el Pleistoceno Inferior (Biber, Danube, Günz, Mindel), provocan una progresiva reducción en la importancia de las formaciones arbóreas registradas en los diversos interglaciares. En el Sur de Europa se registra todavía en estos periodos el dominio mayoritario de las formaciones caducifolias, manteniendo *Quercus* una clara hegemonía en Grecia, durante el Holsteinien y el Eémien (WIJMSTRA & SMIT, 1976), hegemonía que es igualmente registrada en el Valle di Castiglione, Roma (FOLLIERI et al., 1988) y en Les Echets, Lyon (De BEAULIEU & REILLE, 1989), durante el Eémien. En la Península Ibérica el diagrama de Pla de l'Estany, registra durante el Riss (estadio 6 del $^{16}O/^{18}O$), bajos porcentajes de polen arbóreo, con predominio de *Cupressaceae* (BURJACHS & ROURE, 1987; BURJACHS, 1990). Al final del Riss (transición 6/

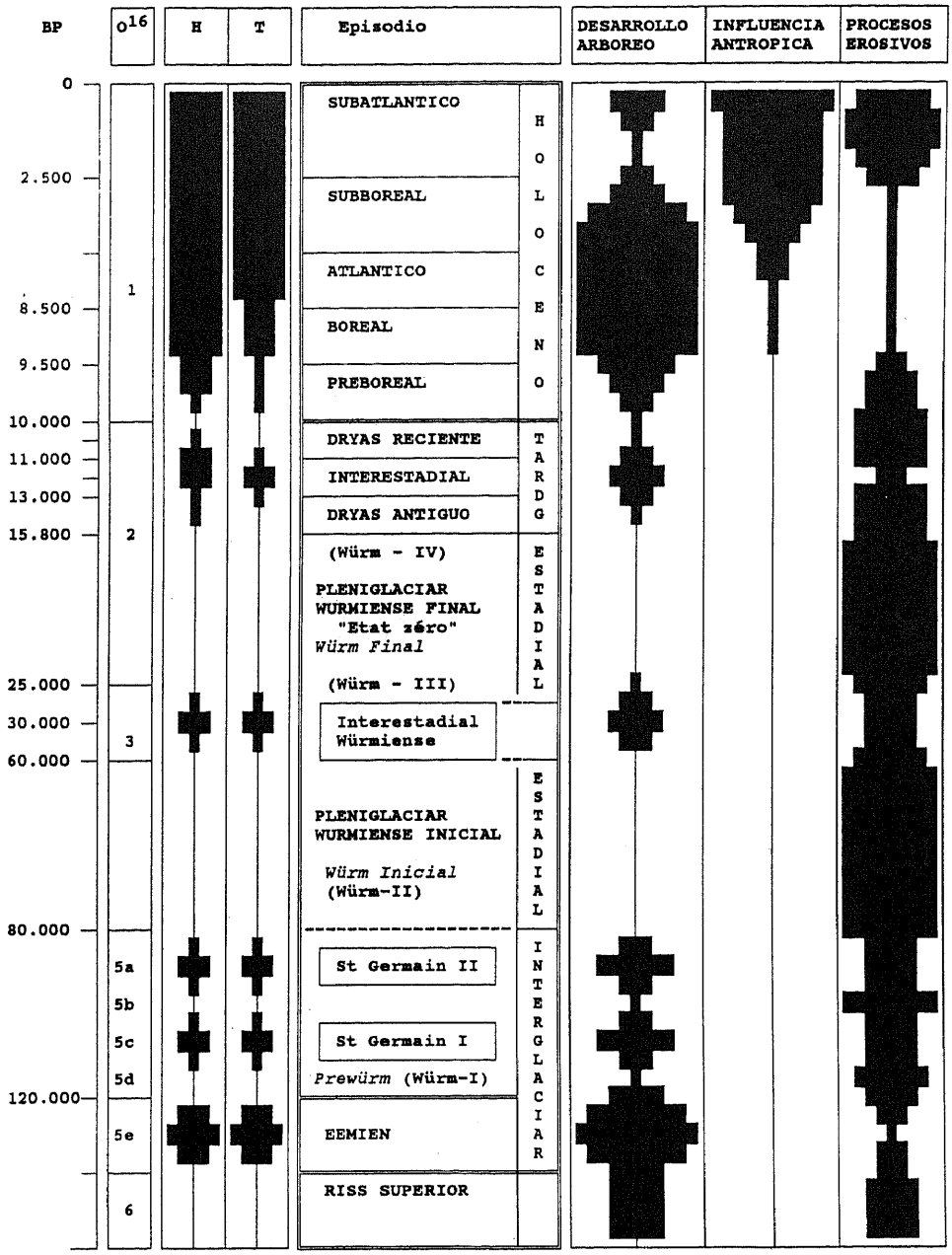


TABLA 3. Periorización climática y paleoambiental del Cuaternario reciente.

5 del $^{16}O/^{18}O$), el análisis polínico del yacimiento de Atapuerca (GARCIA ANTON & SAINZ OLLERO, 1991), evidencia ya un importante desarrollo de la vegetación arbórea (50 %), con predominio de *Quercus* y presencia de *Juglans*, *Olea*, *Platanus*, *Celtis*, *Tilia*, *Phyllirea*, *Corylus*, *Carpinus*, *Pistacia*. etc. En Galicia los depósitos atribuidos al Riss se reducen a los de origen glaciar situados por Hernández Pacheco (1958), en el Macizo de Manzaneda, materiales que no han sido localizados en estudios posteriores y que, de haber existido estarían englobados en los materiales morrénicos claramente wurmienses (PEREZ ALBERTI, 1991) y al paleosuelo localizado por Nonn (NONN, 1966;1967) en la estación Achelense de Budiño, cuya adscripción cronológica es muy discutible (RAMIL REGO et al. 1991).

Durante el interglaciar Eémien, el diagrama de Les Echets (De BEAULIEU & REILLE, 1989) corresponde con un clima templado, en el que se produce el desarrollo pleno de las formaciones boscosas. Los escasos espectros atribuidos a este Interglaciar, en la Península Ibérica (MENENDEZ AMOR & FLORSCHUTZ, 1963; CROS et al., 1986), muestran al igual que en el Golfo de Vizcaya (OLFIELD, 1960, 1964), la existencia de un fuerte predominio de la vegetación herbácea y un gran número de taxones arbóreos mesófilos. Para este interglaciar no existen, todavía, referencias fiables en Galicia.

PLEISTOCENO SUPERIOR

A partir del Eémien comienza un gran periodo de clima frió, el denominado Würm (Tabl. 3), que provoca una reducción considerable de los taxones arbóreos caducifolios, que mantendrán únicamente de forma ocasional una presencia importante en el Sur de Europa, ligada a los distintos interestadios existentes en este período (HUNTLRY & BIRKS, 1983). En el inicio de este periodo; Prewürm (estadios 5d al 5a del $^{18}O/^{16}O$), todavía no son notorios los efectos del enfriamiento, manteniéndose una vegetación similar a la registrada al final del Eémien (De BEAULIEU, 1984). Las condiciones de frío extremo se establecen posteriormente a lo largo del Pleniglaciar Würmiense Inicial (estadio 4 del $^{18}O/^{16}O$), y en el Pleniglaciar Würmiense Final (estadio 2 del $^{18}O/^{16}O$), entre ambas fases tiende a situarse (Tabl. 3) un episodio de mejoría climática, que corresponde al Interestadio Würmiense (estadio 3 del $^{18}O/^{16}O$).

Los secuencias de referencia reconocen durante el Prewürm (Würm-I), la existencia de dos grandes episodios templados: Estadial Saint Germain I y II (WOILLARD, 1978), así como un conjunto de episodios menores, que determinan para este periodo el mantenimiento de unas condiciones climáticas los suficientemente benignas como para permitir el desarrollo de las formaciones arbóreas. En la Península Ibérica, los espectros atribuidos al Saint Germain I y II de la Turbera de Padul, Granada (MENENDEZ AMOR & FLORSCHUTZ, 1964; PONS & REILLE, 1988; REILLE, 1990), registran un importante desarrollo de *Quercus* (*Quercus* caducifolios y *Quercus* tp. *ilex*), *Pinus* y *Erica* tp. *arborea*, estando presentes en menor proporción *Pinus* tp. *mesogeensis*, *Ulmus*, *Acer*, *Olea*, *Pistacia*, *Coriraria*, *Arceuthobium*, etc. Los niveles polínicos más antiguos (>70.000 BP.), de la Cueva

de Lezetxiki, mantienen una vegetación arbórea más o menos densa, con predominio de *Pinus* junto con *Castanea, Quercus, Corylus, Juglans*, etc (SANCHEZ GOÑI, 1991).

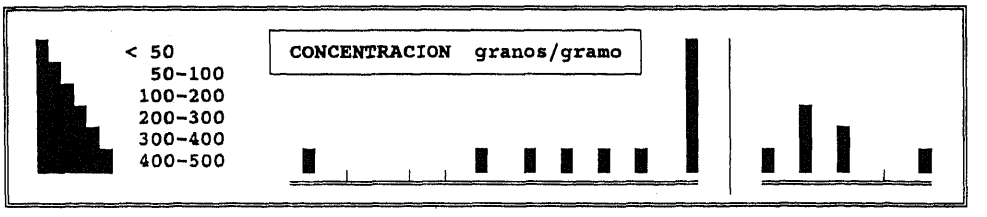
En la Bahía de Bendia (Asturias), Hernández-Pacheco (1949), descubre los restos de una playa antigua, en la que Mary, analiza polínicamente tres perfiles turbosos, de los cuales el más antiguo: La Franca 3 es atribuido al Eémiense. Los niveles iniciales (1-2) de La Franca 2 (C^{14} >35.000 BP. Gif-2.707; Gif-3.052) y el espectro de la La Franca 1, ambos con altos porcentajes de polen arbóreo (70-90 %), pertenecerían a un interestadio inicial del Prewürm o a las fase frías del final del Eémiense. Los espectros polínicos establecen unas condiciones oceánicas, siendo *Betula, Alnus* los taxones arbóreos dominantes, acompañados de *Pinus, Quercus, Oleaceae, Fagus, Carpinus, Corylus, Ilex, Abies, Picea*. Los niveles superiores de La Franca 2, (nivel 3, C^{14} 20.300±500 BP. Gif-3.051 y nivel 7, C^{14} 32.900±1.600 BP. Gif-3.501) registran la disminución del porcentaje de polen arbóreo y la extensión de *Poaceae, Ericaceae*, que ponen de manifiesto el paso hacia una fase fría incluida en el Pleniglaciar Würmiense. (MARY, et al. 1977; MARY, 1983, 1989).

En el Interestadio Würmiense (C^{14} 34.800 BP., 31.600 ± 1.300 BP.), el diagrama de la turbera de Padul (PONS & REILLE, 1988), marca un fuerte detrimento de los taxones arbóreos caducifolios, manteniendo *Pinus* un claro predominio en el espectro. Una evolución similar se evidencia en el diagrama de Pla de l'Estany, donde *Pinus* establece su neta hegemonía en el espectro arbóreo a partir de la datación C^{14} >32.000 BP. (BURJACHS & ROURE, 1987; BURJACHS, 1990), así como en los análisis polínicos procedentes de la turbera de Biscaye (MARDONES & JALUT, 1983), Cueva de L'Arbreda (BURJACHS, 1991).

En Galicia los datos para este periodo corresponde a la Cueva de la Valiña, Castroverde (Lugo), de la que se dispone de una importante información paleoambiental (FERNANDEZ RODRIGUEZ et al., 1991; LLANA RODRIGUEZ et al., 1992; RAMIL REGO, 1992b), incluyéndose el nivel ocupacional (C^{14} 34.800 +1.900/-1.500 BP. GrN-17729), dentro de un episodio de clima húmedo, lo suficientemente templado como para permitir el desarrollo significativo de taxones mesófilos: *Castanea, Ulmus, Daphne*. Aunque la vegetación arbórea dominante correspondería a un bosque de *Pinus-Betula* (Tabl. 4), no debiendo descartarse la importancia de las formaciones arbustivas (*Poaceae, Juniperus, Ericaceae*, etc.).

En la zona Norte de Lugo, Nonn (NONN, 1960, 1966, 1967; DELIBRIAS et al. 1964), estudia una serie de depósitos marinos y continentales. En uno de los depósitos próximo a Cangas de Foz (Burela, Cervo), el análisis polínico de una capa de arcilla con fragmentos de turba negra, realizado por Van Campo resultó estéril. Este mismo depósito ha sido estudiado posteriormente por Brosche (1982) identificando tres niveles humosos (Horizonte A_h). La abundancia de carbón en estos sedimentos indicaría una importante vegetación boscosa. En el perfil-3 el primer horizonte A_h es datado en C^{14} 15.100±400 BP. GrN-9384 y el estrato álcali en C^{14} 26.900±200 BP. GrN-8326, mientras que en el perfil-2 se ha obtenido para el segundo horizonte A_h las dataciones C^{14} 42.800 +1.400/-1.200 BP. GrN-8.327; >40.000 BP. GrN-9.444, siendo el estrato álcali 45.300 +3.300/-2.300 BP. GrN-

Cuadro	12/D Sector Norte										15/F				
Ciclo	I		II			III					III				
Taxones-Muestras	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5
Pinus sylvestris	1	.	.	.	.	.	.	.	.	45	.	1	.	.	.
Abies	.	.	.	.	.	.	.	.	.	5	.	.	.	.	.
Juniperus	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	.	1	.	2
Quercus	.	.	.	.	.	.	.	.	1	9	1	.	.	.	1
Corylus	.	.	.	.	.	.	.	.	.	6	.	.	.	.	.
Betula	.	.	.	.	.	.	.	2	.	16	1	.	1	1	.
Alnus	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.
Ulmus	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	.	.	.	.
Castanea	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	1	.
Erica	.	.	.	.	.	.	.	.	.	5	.	.	.	.	.
Daboecia	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	.	.	.	.
Calluna	1	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	.	.	.	.
Daphne	.	.	.	.	.	.	.	.	.	14	.	.	.	.	.
Poaceae	2	.	.	.	1	.	1	1	5	46	.	1	.	.	.
Liguliflorae	.	.	.	.	.	1	.	1	.	2	.	.	.	.	.
Polygonaceae	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	.	.	.	.
Rubiaceae	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	.	.	.	.
Rosaceae	.	.	.	.	.	.	.	.	.	2	.	.	.	.	.
Ranunculaceae	.	.	.	.	.	.	.	.	.	3	.	.	.	.	.
Indeterminados	.	.	.	.	.	.	.	.	.	3	.	.	.	.	.
Polypodium	.	.	.	.	.	.	.	.	.	8	1	1	.	.	.
Dryopteris	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	3	11	1	.	.
Asplenium	.	.	.	.	.	.	.	1	.	1	.	.	.	.	.
Monolete	.	.	.	.	4	.	.	.	.	16	1	6	.	.	1
Pteridium	.	.	.	.	.	.	.	.	.	5	.	1	.	.	.
Trilete	.	.	.	.	.	.	.	.	.	7	.	1	.	.	.
Sphagnum	.	.	.	.	.	.	.	.	.	1	.	1	.	.	.
Arbóles	1	.	.	.	.	.	.	2	1	83	2	2	2	3	3
Arbustos	1	.	.	.	.	.	.	.	.	21	.	.	.	.	.
Herbáceas	1	.	.	.	1	1	1	2	5	55	.	1	.	.	.
Suma polínica	4	.	.	.	1	1	1	4	6	162	2	3	2	3	3
Suma esporas	.	.	.	.	4	.	.	1	.	38	5	21	1	.	1
Polen y Esporas	4	.	.	.	5	1	1	5	6	200	7	24	3	3	4
nº de taxones	3	.	.	.	2	1	1	5	2	23	5	9	3	3	3



C^{14} 34.800 +1.900/-1.500 BP. GrN-17729 (Muestras 3,4 de 12D)

TABLA 4. Análisis polínico de la Cueva de la Valiña.

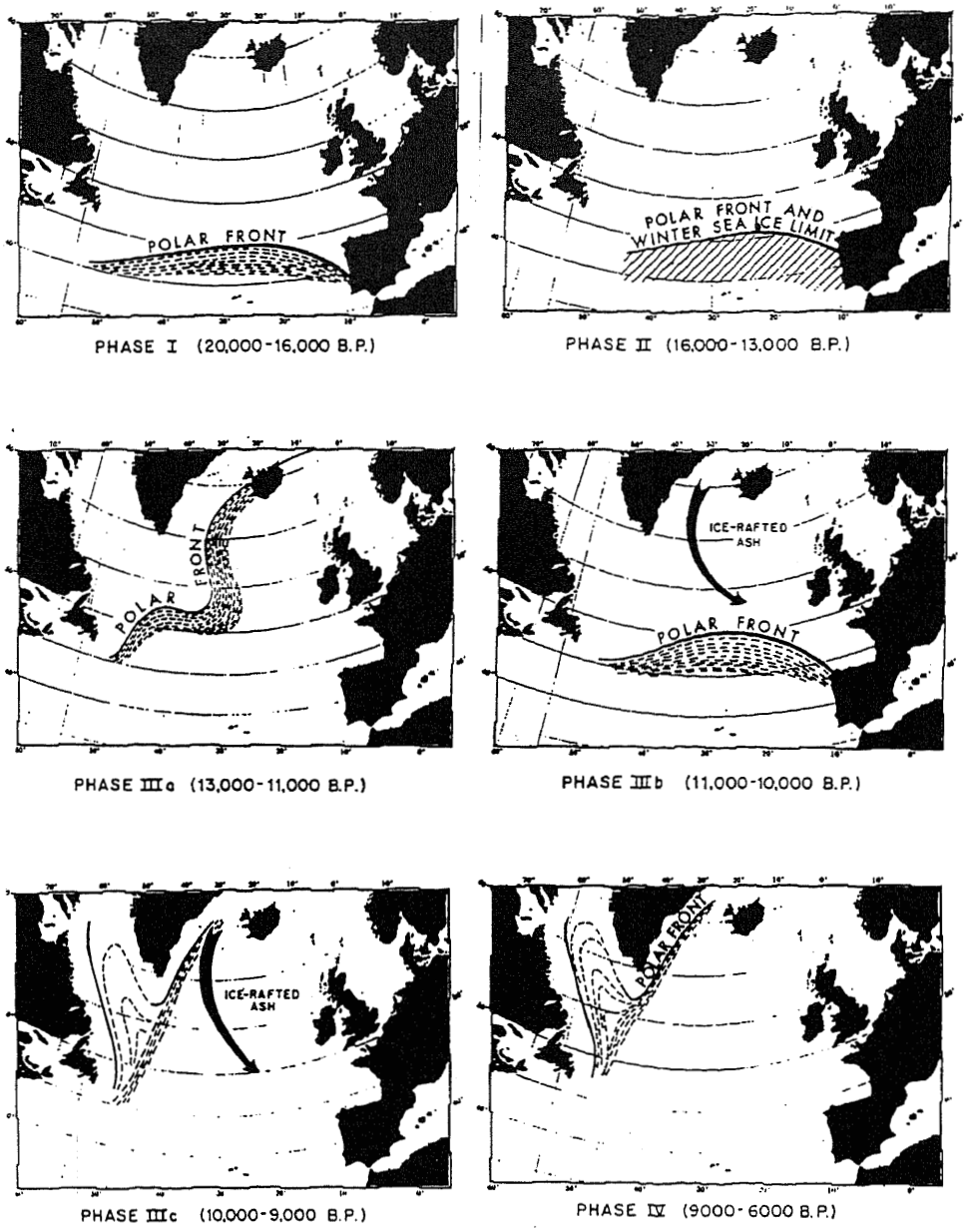


FIGURA 1. Evolución del frente polar en el Atlantico Norte entre 20.000 BP. y 6.000 BP. (Ruddiman & Mc. Intyre, 1981).

9.445. Esta cronología es comparable con la obtenida por Mary (1983,1989) en diversos cortes de la playa de Area Longa. El depósito de Area Longa 1, es considerado como el más antiguo, obteniéndose para la parte inferior del nivel 1 la fecha C^{14} >35.000 BP. Gif-3.488 (MARY, 1983,1989; MARY, et al. 1977). El espectro se caracteriza por los altos valores del polen no arbóreo (80 %), siendo *Poaceae*, *Ericaceae* y *Cyperaceae* los taxones mayoritarios. Entre los escasos árboles están presentes: *Pinus*, *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, y *Quercus*. Las características muy húmedas permiten su inclusión en el Pleniglaciar Würmiense Inicial o en el Intererestadial Würmiense.

Con el final del Interestadial Würmiense, se establecieron de nuevo las condiciones glaciales, durante los aproximadamente nueve milenios que duró este período. Entre el 25.000-18.000 BP., los casquetes glaciales a fuerza de extenderse, alcanzaron el límite externo de las zonas continentales. La temperatura en la superficie del Océano Atlántico (Fig. 1), se mantendría hasta el 16.000 BP. extremadamente fría y con una baja tasa de salinidad. Los modelos de circulación general sugieren un menor flujo de humedad que el existente en la actualidad (Mc INTYRE, 1976; RUDDIMAN & Mc INTYRE, 1981). Alrededor del 18.000 BP. se alcanzó el volumen máximo de hielo en el Océano Atlántico (RUDDIMAN & Mc INTYRE 1981), relacionable con su mayor acumulación en el continente, en altas y medianas latitudes (VAN CAMPO, 1984). La posición del frente polar, correspondería aproximadamente con los 45° N (Fig. 1).

En relación con este período glacial generalizado en buena parte de Europa se pueden situar la amplia gama de depósitos de origen frío que aparecen a lo largo y ancho de Galicia. Pese a que algunos autores, sin duda influenciados por la idea extendida de que en Galicia no se podían desarrollar glaciares de importancia, ignorando los trabajos de otros investigadores, minimizaron su papel reduciéndolo al modelado de algunas formas menores como circos y zonas de pulido (VIDAL ROMANI, 1990). Sin embargo los trabajos sobre geomorfología realizados en el Macizo de Manzaneda, Serra de Ancares, Macizo de Trevinca y Serra do Courel, entre otras (PEREZ ALBERTI, 1979, 1982, 1983, 1986, 1991, 1992; TRICART & PEREZ ALBERTI, 1989; PEREZ ALBERTI et al. 1992), demuestran la existencia de importantes depósitos y formas diversas no sólo del tipo circo. Como ejemplo podíamos citar, entre otros, el complejo glaciar de As Lamas-Prada, en el Macizo de Manzaneda (Fig. 2), los valles de Piornedo, Suárbol, Porcarizas o Ancares en la sierra de este nombre (Fig. 3,4), o los de La Baña o Sanabria en el Macizo de Trevinca en donde la potencia y la morfología de las morrenas así como su emplazamiento a lo largo y ancho de los valles indican con claridad la magnitud en el desarrollo de los hielos en el Noroeste Ibérico.

En el momento actual de la investigación se pueden diferenciar tres grandes etapas en la evolución de los sistemas Glaciar-Periglaciares. Una primera se correspondería con las morrenas de máximo glacial que se encuentran en los valles de Manzaneda, Ancares y Trevinca, por regla general en torno a los 800-1200 m de altitud, aunque no se puede deshechar la posibilidad de que, en estos u otros lugares, los glaciares hubieran descendido a una menor altitud, llegando incluso hasta los 700 metros. Esta posibilidad se apoya en la existencia de algunos

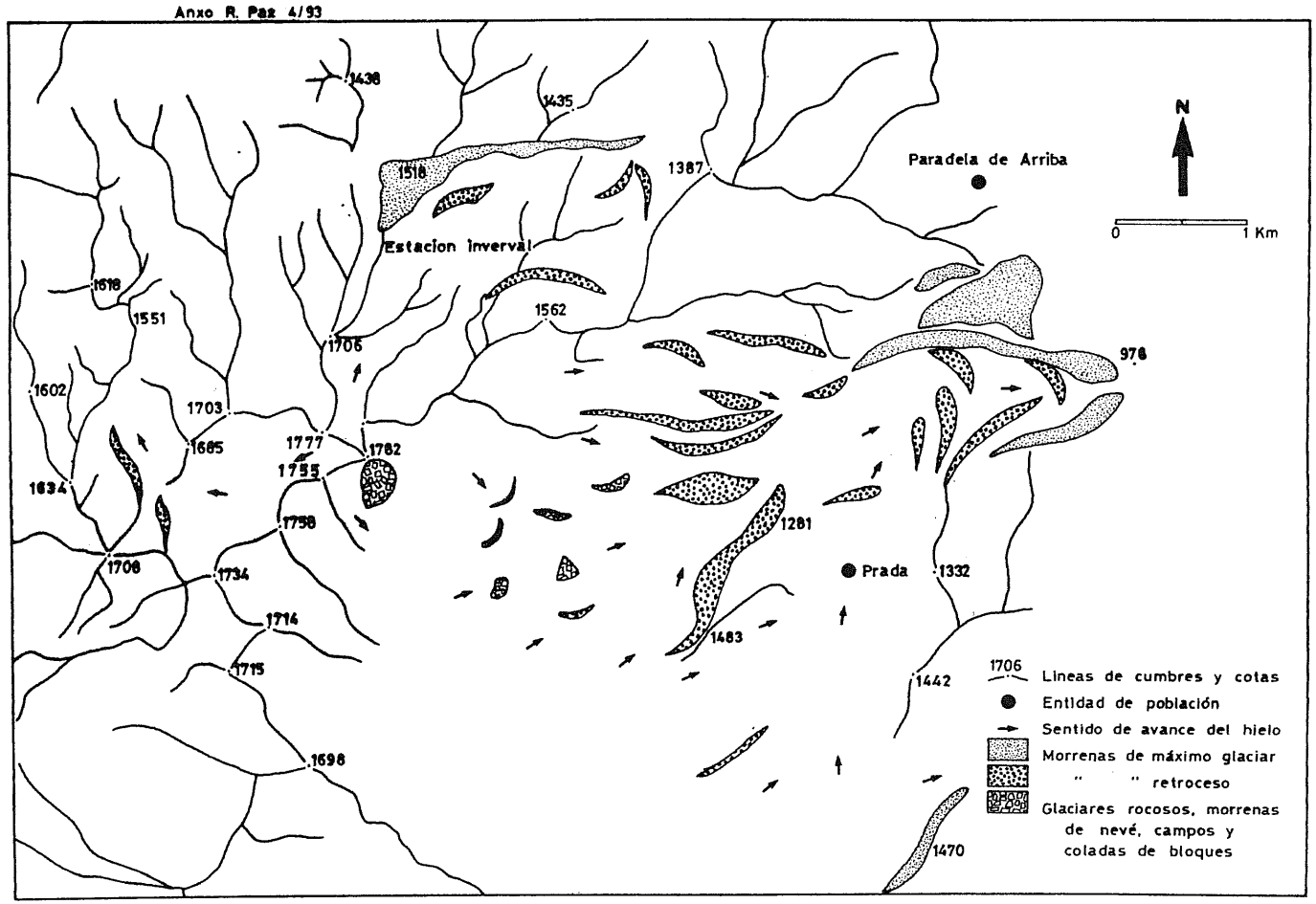


FIGURA 2. Complejo Glaciar de As Lamas-Manzaneda (Pérez Alberti, 1990).

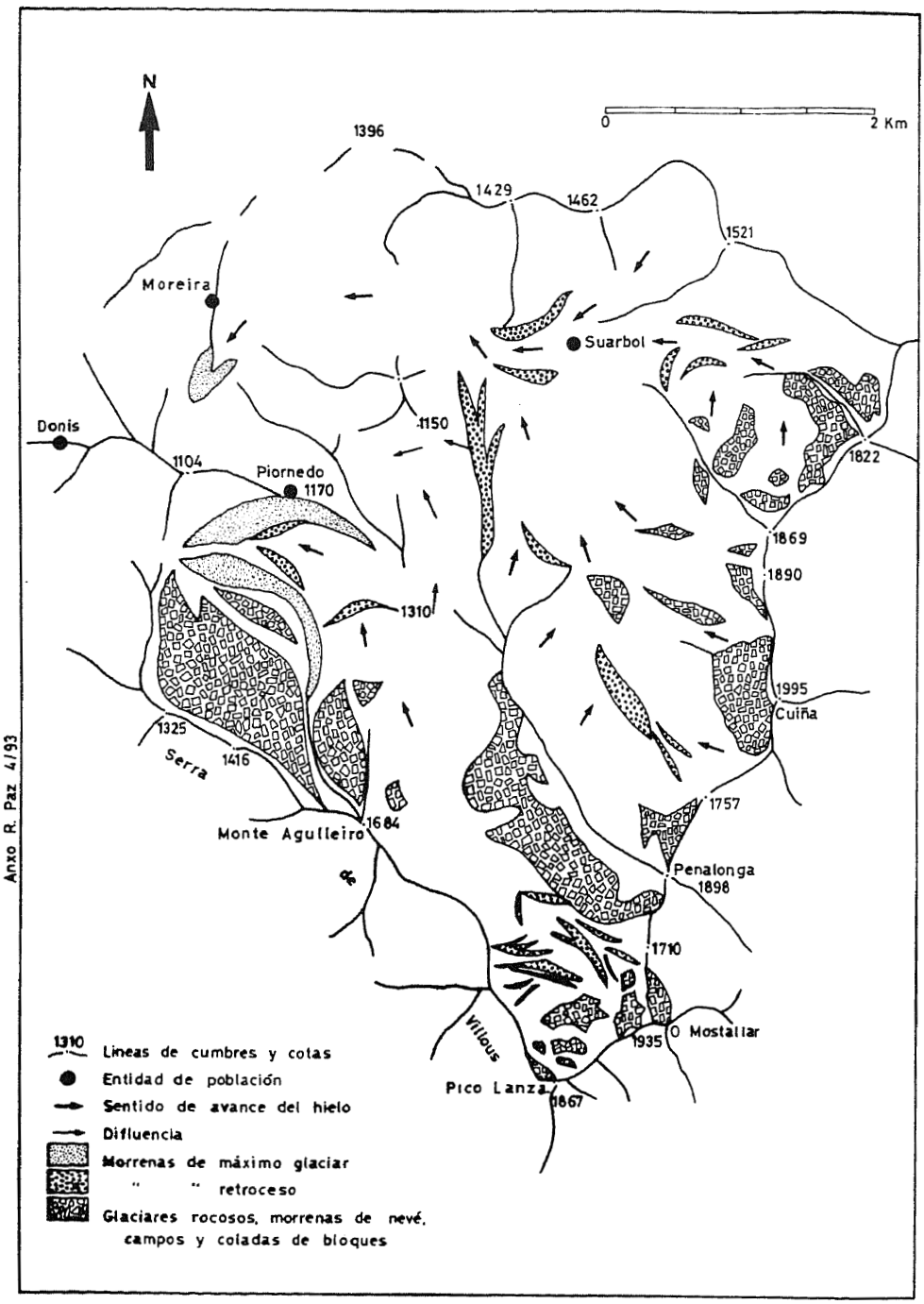


FIGURA 3. Complejo Glaciar de Piornedo-Suárbol (Pérez Alberti et al. 1992a).

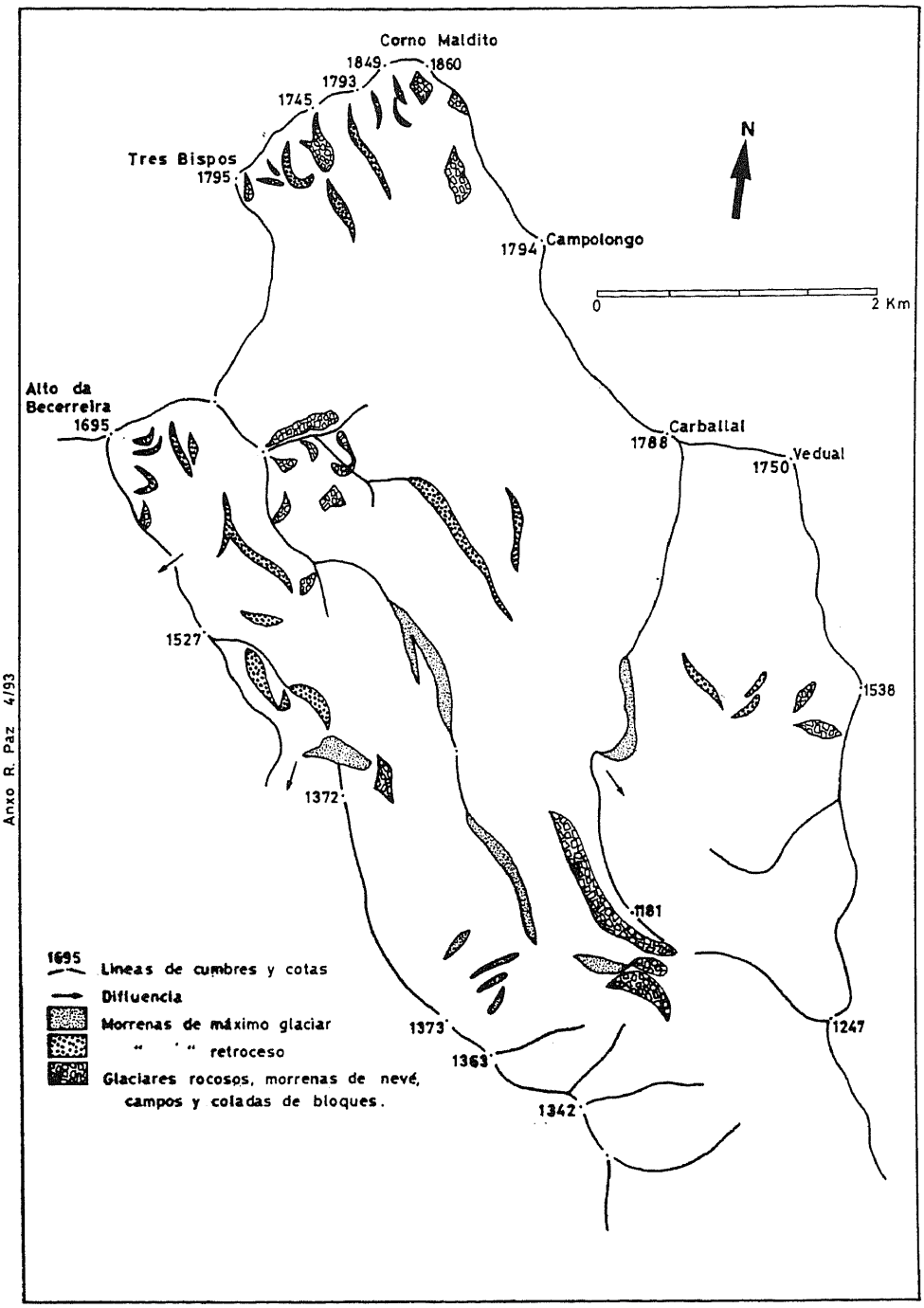


FIGURA 4. Complejo Glaciar de Porcarizas (Pérez Alberti et al 1992b).

depósitos, en diferentes lugares de Galicia, de difícil interpretación salvo que se analice bajo esta hipótesis. Estudios que se realizan en la actualidad van encaminados a verificarla o deshecharla. Las características de estos depósitos y formas obligan a encuadrarlos con los periodos fríos del Pleniglaciar Wurmiense.

En el complejo Glaciar de Piornedo (PEREZ ALBERTI et al., 1992), se observa que los depósitos de till (Foto 1) correspondientes a esta primera fase forman un arco morrénico a unos 900 m de altitud en el que se pueden diferenciar dos conjuntos de morrenas imbricadas: un primero más externo compuesto de materiales más finos, heterométrico con cantos de esquistos, pizarras, cuarcitas y granito de hasta 2 m de eje mayor y otro, más interno y que asciende por las laderas de Villous y Piornedo en el que los cantos de granito, ocasionalmente de 4 m de eje, se mezclan con otros de esquisto y cuarcita de hasta 2 m. Todo el conjunto se emplaza encima de un sustrato granítico. El depósito morrénico forma un extenso arco que se alarga hasta el lugas de As Lastras. La misma aldea de Piornedo (Foto 2) se asienta encima, pudiendose observar a 1140 m un corte claro en el que los materiales metamórficos se mezclan con el granito. Subiendo por el valle nos encontramos con otro conjunto de materiales morrénicos un primero lo podemos observasr en la Campa de Veiga Cimeira a 1100 m, en él se vuelven a mezclar los clastos derivados de rocas metamórficas con otros de granito de tamaño heterométrico llegando a alcanzar los 2 m en su eje mayor. El depósito tiene una potencia vista de más de 5 m. Más al Norte en el complejo glaciar de Suarbol en el que denuevo nos encontramos con materiales morrénicos a 850 m de altitud formando igual que en Piornedo una morrena fronto lateral, en la que como en el caso anterior los arcos se imbrican y los materiales metamórficos se mezclan con los graníticos.

En la vertiente oriental de la Sierra de Ancares también podemos observar un conjunto de morrenas a baja altitud. Así en el complejo glaciar del Valle de Porcarizas (PEREZ ALBERTI et al., 1992) los materiales morrénicos que configuran la morrena frontolateral descienden hasta los 1000 m a los pies de la aldea que da nombre al valle, compuesta por bloques heterométricos de granito de hasta 6 m de diamétro, pizarras y cuarcitas englobados en una matriz limo-arenosa. En algunos lugares podemos ver como los materiales morrénicos se encuentran fosilizados por otros de origen periglaciar. En este mismo valle debemos resaltar la presencia de bloques de granito cabalgando en los interfluvios sobre materiales metamórficos a más de 250 m sobre el fondo actual del valle. Este hecho debemos ponerlo en relación al impresionante complejo morrénico de Campo del Agua a 1300 m de altitud, lo que demuestra la potencia del hielo que debío alcanzar unos 260 m de espesor.

En el Macizo de Manzaneda (Foto 3) volvemos a encontrarnos con depósitos glaciares a baja altitud. En el complejo glaciar del Cenza (PEREZ ALBERTI, 1982) se emplazan materiales morrénicos a unos 1200 m en el área de Chaguazoso formando una potente morrena frontolateral (Foto 4) compuesta por grandes bloques de granito de hasta 4 o 5 m de diámetro. Más al Norte en el complejo glaciar As Lamas - Prada (PEREZ ALBERTI, 1990) nos encontramos en el sector de Paradela un conjunto de arcos morrénicos emplazados en torno a los 1000 m de

altitud compuestos por grandes bloques de granito, mezclados con otros de menor tamaño y arenas llegando a alcanzar unos 40 m de potencia vista.

Dentro de este amplio período frío deben igualmente situarse una segunda etapa de evolución, en relación con una ya evidente inestabilidad de las condiciones climáticas que con condicionan la génesis de un conjunto de morrenas situadas, de una manera general, dependiendo de los valles y de su orientación, entre los 1300 y los 1600 m. Ello es visible tanto en las áreas graníticas del Macizo de Manzaneda como en las esquistosas de Ancares o Trevinca. Igualmente cabe resaltar en este período la presencia de depósitos periglaciares de diferentes facies (Fotos 5,6) dominando los derrubios estratificados, las coladas de gelifluxión y los materiales de deslizamiento que aparecen tanto en la costa como en el interior de Galicia tapizando numerosas vertientes desarrolladas sobre todo encima de rocas esquisto-pizarrosas, aunque también los encontramos sobre materiales graníticos. En algunos lugares, caso de Ancares, podemos observar la fosilización de materiales de origen glaciar de la primera etapa por otros de naturaleza periglaciar. Incluidas en esta segunda fase encontariamos por ejemplo los materiales morrénicos que aparacen pore encima de la Cabaña de los Extremeños hasta las faldas del Mostallar en el valle del Piornedo o los que se localizan por encima de Suarbol hasta los pies del Cuiña y del Pena Longa o los que aparecen entre los 1400 y los 1600 m en el valle de As Lamas en el complejo glaciar del mismo nombre o los arcos morrénicos del Lago de la Baña en el Macizo de Trevinca.

La uniformidad de los espectros polínicos obtenidos en lagos y turberas en el S.O. de Europa (WOILLARD, 1979; WOILLARD & MOOK, 1982; De BEAULIEU & REILLE, 1982, 1983, 1989; De BEAULIEU et al., 1985, 1988; PONS & REILLE, 1988; REILLE, 1990, etc.), evidencian, en sincronía con los datos paleoclimático, el predominio absoluto del polen herbáceo, correspondiendo los aspectos con el denominado «*état zéro*» de vegetación (PONS, 1984; De BEAULIEU et al., 1988), caracterizado por la hegemonía de las formaciones esteparias de carácter xérico, dominada por *Artemisia*, junto con: *Poaceae*, *Helianthemun*, *Thalictrum*, *Asteraceae*, *Cyperaceae*, etc.

Tanto los datos paleoclimáticos, obtenidos de los sondeos marinos, como las secuencias polínicas de referencia, no reconocen, ninguno de los episodios atemperados (Tabl. 3,5), entre 25.000-15.000 BP. (*Tursac, Laugerie, Lascaux*) que han sido definidos en las secuencias arqueológicas (LEROI-GOURHAN & RENAULT-MISKOVSKY, 1977; LEROI-GOURHAN, 1980a; HOYOS, 1981; LAVILLE et al., 1983; LAVILLE, 1988, etc.), rechazandose la validez de las mismas.

En Galicia, el depósito lacustre de la playa de Mougás (La Guardia), ha sido objeto de múltiples estudios e interpretaciones paleoambientales Zbyzewski & Teixeira (1948); Nonn, (1966); Franz (1967); Butzer, (1967); Brosche (1982); Saá (1985), etc. Deposicionalmente el ciclo antiguo (130 cm), corresponde a la sedimentación típica de un pantano o laguna litoral, con poco contenido en NaC_2. La datación obtenida por Butzer (1967), C^{14} > 39.900 BP. I-2177,para este nivel es claramente contradictoria con las aportadas por Nonn (1966) C^{14} 18.200±900 BP. Gif. y posteriormente por Brosche (1982), C^{14} 18.030±160 BP. GrN-8324, debiendo ser considerada como errónea. Nonn utiliza además la fecha estimativa de

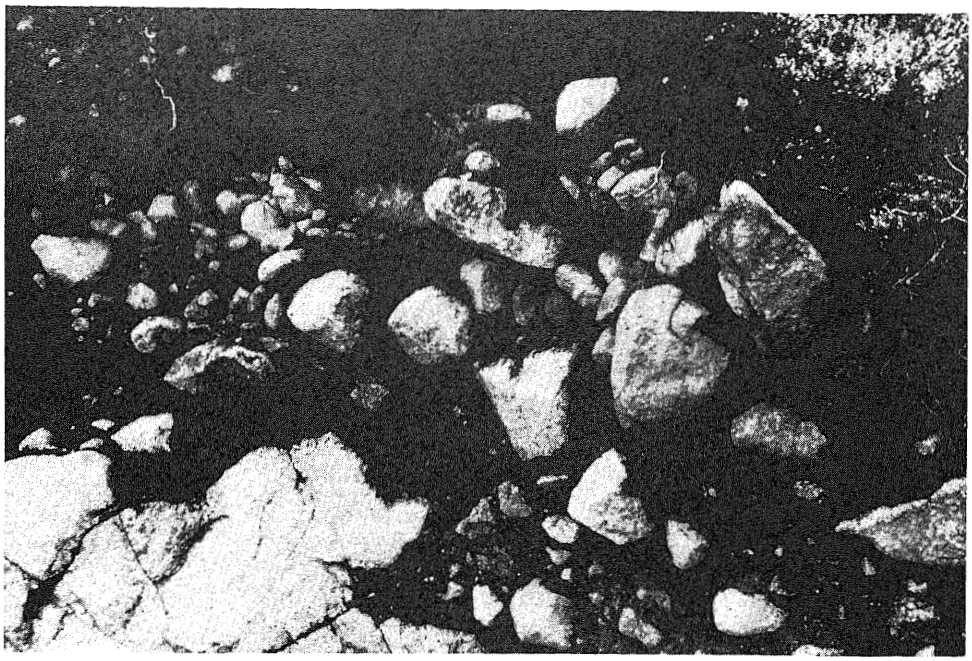


FOTO 1. Till de Piornedo.

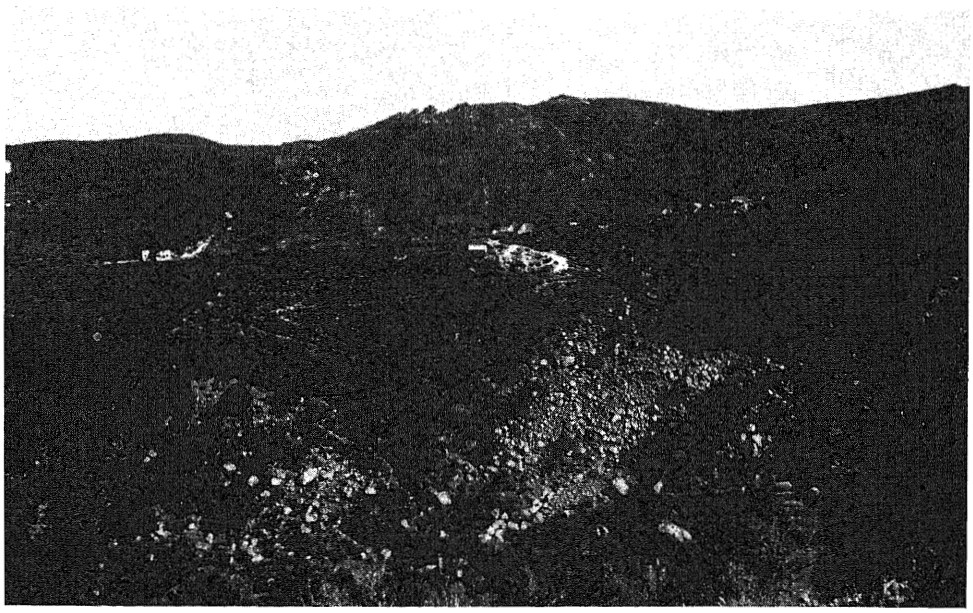


FOTO 2. Morrena fronto-lateral de Piornedo

FOTO 3. Campo de bloques. Cumbre de Manzaneda

FOTO 4. Morrena fronto-lateral de Chaguazoso.

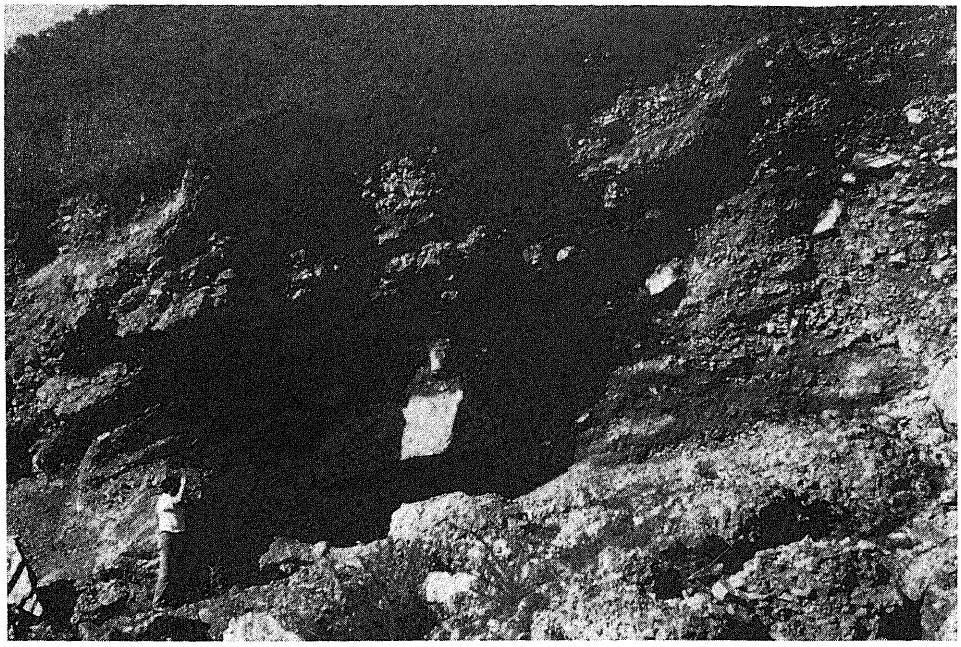


FOTO 5. Depósito periglaciar de Cruzul.

FOTO 6. Depósito periglaciar de la comarca de Valdeorras.

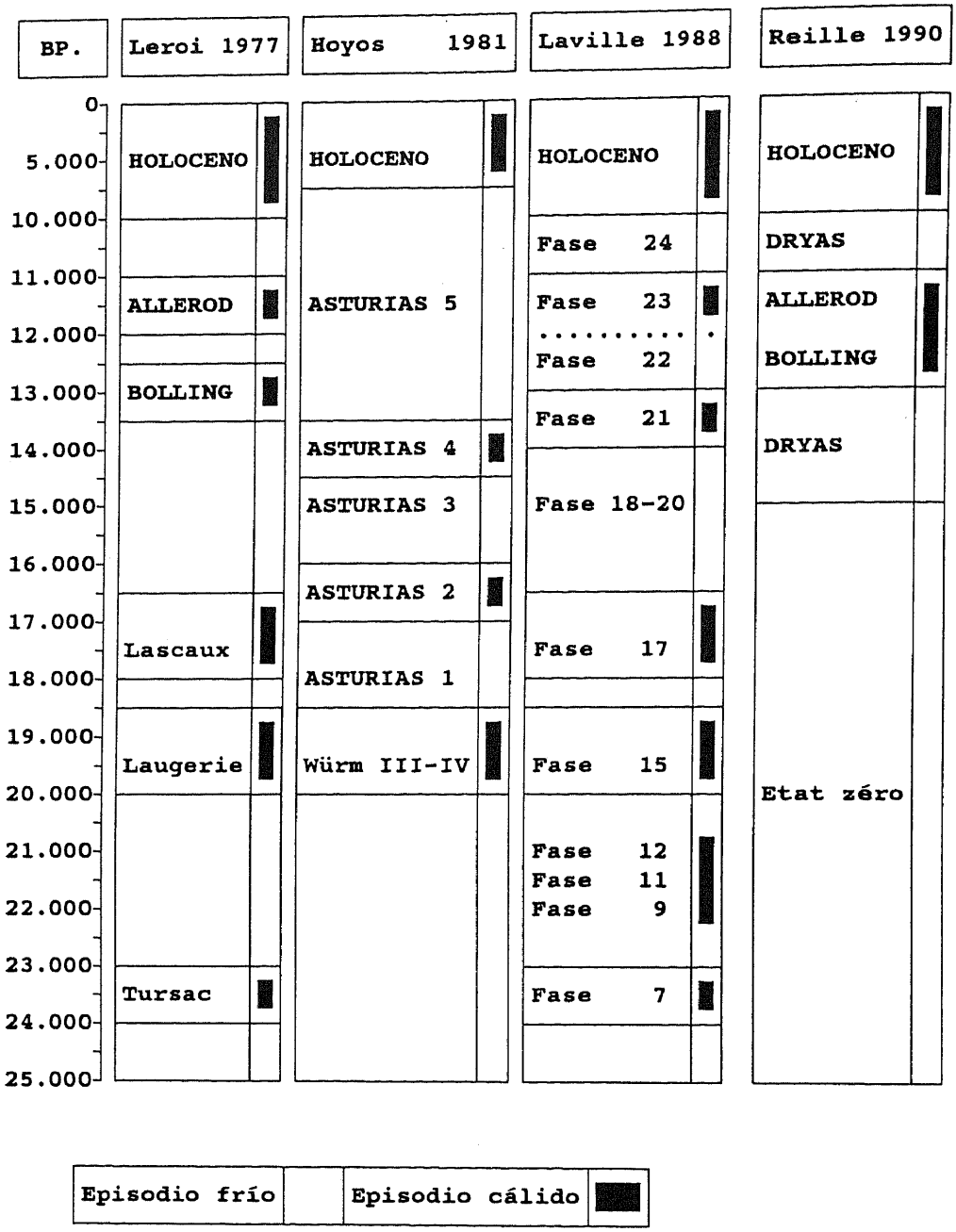


TABLA 5. Episodios atemperados definidos en diversas secuencias continentales entre 25.000-0 BP.

«11.650» años (NONN, 1966, FERNANDEZ RODRIGUEZ & RAMIL REGO, 1991), para el techo del nivel turboso, que posteriormente es considerada erróneamente como datación por un gran número de autores (BROSCHE, 1982; SAA, 1985; PEÑALBA, 1989).

Los niveles lacustres corresponden con el análisis polínico efectuado por Mme. Van Campo y Mme. Cohen (NONN, 1966). El espectro registra dos máximos arbóreos separados por sendas fases de dominio herbáceo (*Poaceae, Chenopodiaceae, Ericaceae*). El primer máximo (40 %) está constituido de forma exclusiva por *Pinus*, al que acompañan *Alnus, Quercus* y *Corylus*. El segundo máximo (77 %) viene determinado por un fuerte desarrollo de *Alnus* (70 %), siendo sustituido finalmente por *Pinus*. El resto de los taxones arbóreos están representados por *Corylus* y *Ulmus*.

El análisis realizado posteriormente por Saá (1985), difiere cuantitativamente, el porcentaje arbóreo alcanza solamente el 20 %, constituido fundamentalmente por *Pinus*, al que acompañan *Alnus* y *Corylus*, mientras *Poaceae, Asteraceae* y *Ericaceae* dominan claramente en el espectro. Los datos polínicos de Mougás, reflejan unas condiciones locales fuertemente condicionadas por la proximidad al mar y el carácter abierto de este tramo del litoral gallego. Los altos porcentajes de *Alnus* deben ser interpretados como la existencia de formaciones arbustivas restringidas al borde de la laguna, como todavía pueden ser observadas actualemte en diversos depositos de la costa Sur de Galicia.

EL INICIO DEL TARDIGLACIAR, EL DRYAS ANTIGUO

Entre el 16.000 BP. y el 13.000 BP. (Fig. 1, Tabl. 3) tiene lugar una fase inicial de fusión de los hielos en el continente Europeo (RUDDIMAN & Mc INTYRE, 1981; RUDDIMAN, 1987, BARD et al., 1990; DUPLESSY et al., 1981;1991), manteniéndose sin embargo la superficie del océano congelada en los meses de invierno, hasta aproximadamente los 50° N (Fig. 1), reduciéndose fuertemente la humedad frente al periodo de máximo desarrollo de los hielos (18.000 BP.). Las regiones continentales de mayor latitud, pero situadas al Sur del límite perpetuo de los hielos, mantendrán durante esta fase un clima extremadamente frío y árido (ANDREWS et al., 1972; BOULTON, 1979; WATTS, 1980), condiciones climáticas definidas por Van der Hammen (1967), como «***polar desert***». El carácter frío y seco de este periodo se documenta igualmente en las secuencias sedimentológicas continentales, relacionándolo con la formación, hacia el 15.000 BP., de numerosos depósitos de loess (KOLSTRUP, 1980). En latitudes medias y bajas de Europa, también es patente el detrimento de la humedad, interpretándose la aridez, como la existencia de un clima con déficit hídrico, en varios meses consecutivos.

La aridez, se traduce en las secuencias polínicas obtenidas en sedimentos turbosos y lacustres del S.O. de Europa, por el predominio entre el 16.000 y hasta el 13.000 BP. de las formaciones herbáceas y arbustivas de tipo estepario, tradicionalmente se ha relacionado este período frío y seco, con el inicio del ***Tardiglaciar***, es decir con el ***Dryas antiguo*** (Dryas-I). En el espectro de Tenaghi

Philippon II (Macedonia), esta fase de hegemonía herbácea esta marcada por la hegemonía de *Artemisia* y *Chenopodiaceae* (WIJMSTRA, 1969), mientras que en los Pirineos Occidentales, la vegetación entre 16.000 BP. y 13.000 BP., se caracteriza por el dominio de *Poaceae-Artemisia*, que determina la existencia de un paisaje vegetal abierto y sin duda discontinuo (JALUT et al., 1988; JALUT, 1990).

Los diagramas polínicos, efectuados en la franja Norte de la Península Ibérica: Quintanar de la Sierra, Sierra de la Demanda (PEÑALBA, 1990), Lago de Ajo, Asturias (WATTS, 1986) Laguna de las Sanguijuelas, Sanabria (MENENDEZ AMOR & FLORSCHUTZ, 1961,1963), mantienen al igual que los espectros del Pirineo (JALUT et al. 1988; JALUT, 1990), Cataluña (PEREZ OBIOL, 1988) y del resto del S.O. de Europa, el predominio de las formaciones herbáceas, con un neto detrimento de los porcentajes de *Artemisia* en las áreas de menor latitud y continentalidad.

En el litoral lucense el espectro polínico de un nivel de turba en la playa de Area Longa, datado en C^{14} 16.780±400 BP. Gif-3.490, registra un fuerte predominio del polen no arbóreo (80-90 %), constituido mayoritariamente por *Poaceae* y *Ericaceae*. Entre los escasos árboles están presentes: *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*. Este espectro presenta características similares a las registradas en el diagrama de Arena Longa 3. (C^{14} 15.950±300 BP.) donde el único taxón arbóreo es *Pinus*, siendo los porcentajes de: *Asteraceae*, *Helianthemum*, *Plantago*, dominantes. Las dataciones ^{14}C y las características polínicas sugieren una fase fría. (MARY, 1983,1989; MARY, et al. 1977). Entre el extremo N.E. de los Montes del Buio y el río Moucide, Nonn (1960,1966) describe cinco conos detríticos en la carretera que local de Cangas de Foz a Ferreira do Valadouro. En el cono del Km 9,9 realiza el análisis polínico de una fina capa de turba, que alcanza más de 15 metros de largo, incluida entre dos bancos de arena, y situada a 2,4 metros de la superficie. El espectro polínico realizado por Planchet (NONN, 1960) presenta un claro dominio de *Pinus sylvestris* L. y *Cyperaceae*. Dentro del mismo Valle de Moucide, Van campo estudia el contenido polínico de una capa limosa arcillosa-turbosa (15 cm) situada sobre más de 1,30 m de arenas que forman el techo actual de un cono (Delibrias et al, 1964). Por encima de la capa limosa arcillosa-turbosa se encuentra un depósito de arenas (2,40 m.) con bolsadas de gravas y pequeños guijarros. (Nonn, 1967), en el que se percibe el predominio de *Betula*, *Pinus* y *Juncus*. La datación radiocarbono de esta capa turbosa dio una edad de C^{14} 13.600±450 BP. (DELIBRIAS et al., 1964, NONN, 1966). El espectro polínico es interpretado como indicativo de un ambiente muy frío, a pesar de la posición meridional y su escasa altitud (prácticamente al borde del mar).

Dentro de este periodo se incluiría la tercera fase en la evolución geomorfológica del sistema Glaciar-Periglaciar gallego, que abarcaría una extensa gama de depósitos del tipo de morrenas de nevé, campos de bloques y glaciares rocosos que se emplazan en el entorno de las cumbres o en algunas sierras situadas por encima de los 700-800 metros. Los mejores ejemplos los encontramos desarrollados en áreas con abundancia de cuarcitas: Ancares, Xistral o Meira.

En este último lugar se pueden ver los depósitos de mayor interés de los estudiados hasta este momento en Galicia, se trata de un manto de bloques de unos

200 m de longitud compuesto por clastos de cuarcita de hasta 1,5 m de largo en su eje mayor que descienden desde un amplio y laso anfiteatro inicado a unos 700 m de altura al pie de un farallón cuarcítico que asciende hasta los 896 m., la suavidad de la pendiente, menor de 20º no ha podido permitir ni una caida por gravedad ni un simple deslizamiento sobre un suelo helado. Por ello si bien en un principio los asimilamos a coladas de bloques (PEREZ ALBERTI, 1983), investigaciones más profundas relacionando este depósito con otros semejantes en otros lugares de Galicia y de Europa, como por ejemplo los que se pueden observar en los Vosgos, no han llevado (PEREZ ALBERTI, 1990), a considerarlos debidos a la presencia de hielo intersticial que facilitaría la puesta en marcha de todo el conjunto a modo de un glaciar rocoso o morrena de nevé. Su génesis estaría unida a un proceso de macrogelifracción, que permitiría la fragmentación de la cuarcita seguido de una acumulación de clastos y nieve que posteriormente pasaría a hielo generando un conglomerado que fluiría por la vertiente. Este depósito fosiliza a otro compuesto por materiales más finos que hemos relacionados con la fase periglaciar anterior.

EL INTERESTADIO TARDIGLACIAR

Tras la primera fase de deglaciación, se establece un período de aproximadamente 3.000 años (13.000-10.000 BP.), en el que el volumen de los hielos sobre los continentes permanece sensiblemente constante, iniciando de nuevo su fusión a partir del 10.000 BP. Los fuertes y rápidos cambios que se producen, a partir del 13.000 BP., en el Norte del Océano Atlántico, evidencian el final de la edad del hielo, que conducirá, a partir del 10.000 BP. (Fig. 1, Tabl. 3), al inicio de un nuevo período Interglaciar el Flandriense o Holoceno. Esta tendencia es únicamente interrumpida en el intervalo 11.000-10.000 BP., con la vuelta a las condiciones frías (Fig. 1). La existencia, durante este período de una fase de frío intenso (Dryas-II), situada cronológicamente entre 12.250 BP. y 11.750 BP. (LEROI-GOURHAN, 1971, 1980, 1986; LEROI-GOURHAN & RENAULT-MISKOVSKY, 1977; BOYER-KLEIN, 1976, 1980, 1984, 1988; DUPRE, 1984, 1988) en base a análisis polínicos procedentes de contextos arqueológicos, no coincide con los datos paleoclimáticos obtenidos en los sondeos marinos (RUDDIMAN & Mc INTYRE, 1981; DUPLESSY et al., 1981,1991). Este período frío es igualmente rechazado a partir de estudios sedimentológicos (HOYOS, 1981) y paleobotánicos (TURNER, 1985; WATTS, 1986; TURNER & HANNON, 1988; PEÑALBA, 1989; REILLE, 1990; SANCHEZ GOÑI, 1991, etc.), estableciéndose en oposición, una fase de calentamiento continuo entre 13.000 BP. y 11.000 BP., que conlleva importantes variaciones en la cubierta vegetal, determinadas por el regreso de las formaciones boscosas.

El recalentamiento inicial situado entre 13.000-11.000 BP., se relaciona directamente con la retirada del frente polar hacia el N.O. del Atlántico (Fig. 1, Tabl. 3), incrementándose la temperatura de la superficie del océano y aumentando la evaporación y el flujo de humedad hacia los continentes, pero en niveles generalmente inferiores a los registrados en la actualidad (Mc INTYRE et al., 1976; RUDDIMAN & Mc INTYRE, 1981; VAN CAMPO, 1984, WATTS, 1980).

El inicio del interestadio (Bölling), viene marcado polínicamente por el detrimento del polen herbáceo (*Artemisia, Poaceae*) y el desarrollo de *Juniperus*, al mismo tiempo que se observa una neta progresión de los porcentajes arbóreos, en los que *Betula* y *Pinus*, mantienen una clara hegemonía. La presencia de taxones arbóreos mesófilos es muy débil, manteniendo *Quercus*, una presencia casi constante (<5 %), en Quintanar de la Sierra (PEÑALBA, 1990), Barbazán (JALUT, 1990), Biscaye (MARDONES & JALUT, 1983), etc. En clara diferencia con estas secuencias, el espectro de la Turbera de Padul (PONS & REILLE, 1988; REILLE, 1990), registra hacia el C^{14} 13.200 ± 150 BP., el comienzo de la difusión regional de *Quercus*, eclipsada por los altos valores que todavía mantiene *Pinus*.

El limitado desarrollo de la vegetación arbórea, al menos en las zonas de alta montaña, contrasta con la importancia de las formaciones pioneras de carácter arbustivo, que compiten frente a la vegetación herbácea, todavía dominante en el paisaje. En la parte Noroccidental Peninsular, el carácter ácido del sustrato, facilita la existencia de comunidades de brezal, documentadas en los sedimentos del Pantano de Sanabria, por la existencia de macrorrestos de *Juniperus*, *Erica* y *Calluna*, (TURNER & HANNON, 1988). En las regiones montañosas del extremo Nororiental, el predominio de los substratos calcáreos, y la acentuación del efecto continental, determina un menor desarrollo de *Ericaceae*, en beneficio de *Juniperus* e *Hippophae*.

La segunda mitad del Interestadio Tardiglaciar, relacionable con el Alleröd (Tabl. 3,5) de las secuencias polínicas clásicas, se caracteriza por el fuerte incremento de los porcentajes de *Betula* y *Pinus*, que alcanzan su óptimo. Los altos porcentajes de estos taxones, coinciden con la aparición de macrorrestos en los sedimentos lacustres y turbosos; en Freychinède (1.350 m) Reille (1990) identifica estomas de *Pinus*, mientras que en los sedimentos del Lago de Ajo (WATTS, 1986; TURNER & HANNON, 1988), está presente *Betula alba* L. y en el Pantano de Sanabria (1.050 m), aumenta considerablemente la concentración de macrorrestos de *Betula alba* L., acompañados en menor proporción de *Betula pendula* Roth., *Pinus uncinata* Ramond ex DC. y *Pinus sylvestris* L., a la vez que se produce una disminución considerable la presencia de macrorrestos de *Juniperus* y *Ericaceae* (TURNER & HANNON, 1988). El límite altitudinal para el desarrollo de vegetación arbórea, de carácter montano (*Pinus, Betula*), está pues por encima de la cota de 1.000 m., tanto en los Pirineos, como en el Norte Peninsular.

Durante el Interestadio Tardiglaciar, la mayoría de los espectros obtenidos en lagos y turberas del S.O. de Europa, muestran una débil presencia de taxones arbóreos mesófilos, interpretada mayoritariamente como el reflejo de su difusión desde las áreas de refugio. El número de localidades europeas, que mantienen durante el Tardiglaciar (13.000 BP.), una vegetación constituida por bosques caducifolios (*Quercus-Betula-Alnus-Corylus* con *Pinus* «Diploxylon»), con altos o moderados porcentajes de taxones arbóreos no alcanza el 2 %, situándose éstas, en la región de los Balcanes y en áreas puntuales de Italia y Francia (HUNTLEY & BIRKS, 1983; HUNTLEY, 1990).

En la Península Ibérica, los espectros de la franja Noroccidental: Lago de Ajo (WATTS, 1986); Laguna de las Sanguijuelas (MENENDEZ AMOR & FLORSCHUTZ,

1961); Pantano de Sanabria (TURNER & HANNON, 1988), mantienen a diferencia con el extremo Nororiental: Quintanar de la Sierra (PEÑALBA, 1990) y con las secuencias polínicas establecidas en el Pirineos y Macizo Central, un mayor desarrollo de *Quercus*, que indica la expansión regional de este taxón. Si las características biogeográficas de estos territorios y su situación con respecto al frente polar, permiten justificar este desigual desarrollo de los porcentajes caducifolios mesófilos, ambos factores serán mucho más acentuados en las regiones ribereñas del mediterráneo, determinando en el diagrama de Padul (C^{14} 12.080±110 BP.), el fuerte desarrollo y la supremacía del robledal (Tp. *Quercus ilex* y *Quercus* caducifolios), al menos en áreas de media y baja altitud (PONS & REILLE, 1988; REILLE, 1990).

En este periodo las características biogeográficas de las Sierras Septentrionales de Galicia (Tabl. 6,7), favorecieron un mayor desarrollo de los taxones mesófilos: *Quercus*, *Corylus*, que el registrado en posiciones de mayor latitud, Macizo Central, Pirineos, N.E. del Macizo Ibérico, pero claramente inferior al registrado en los territorios ribereños del Mediterráneo. La interpretación de los diferentes espectros, restringe el arbolado a las áreas más protegidas del territorio. El clima es pues lo suficientemente frío para impedir el desarrollo pleno y óptimo de la vegetación arbórea que se alcanzará posteriormente durante el presente Interglaciar (RAMIL REGO, 1992).

EL DRYAS RECIENTE

Las secuencias paleoclimáticas oceánicas registran entre 11.000-10.000 BP. (Fig. 1, Tabl. 3,5), un periodo de recrudecimiento climático, tan importante como el del último máximo glacial, causado por el descenso en latitud del frente polar. En el continente, este período, se relaciona con el avance de los glaciares en Escocia (SISSONS, 1974) y de la cubierta de hielo en el O. y S.O. de Escandinavia (ANDERSEN, 1968; MANGEREUD, 1980), mientras que en el resto del continente el volumen de las masas de hielo se mantiene constante.

En las secuencias polínicas, esta fase de fuerte detrimento climático, se relaciona con el Dryas reciente (Dryas-III), caracterizada por la reducción de los taxones arbóreos y el incremento de la vegetación herbácea, estas características son sin embargo dificilmente reconocibles en un buen número de espectros del S.O. de Europa. De este modo mientras el Dryas reciente es claramente reconocible en los espectros de la vertiente oriental de los Pirineos (JALUT, 1990; REILLE, 1990), su identificación resulta problemática en los diagramas de la vertiente Occidental (MARDONES & JALUT, 1983; JALUT et al., 1988; JALUT, 1990; REILLE, 1990), evidenciándose netamente en el nuevo diagrama de Le Moura (REILLE & DUPLESSY, 1990; REILLE & ANDRIEU, 1991). La diferente representación del Dryas reciente, en los espectros del S.O. de Europa, ha sido explicada normalmente por la existencia de hiatus, errores en las dataciones, escasa secuencia sedimentológica, etc. De este modo Peñalba (1989), sugiere que su ausencia, en la mayoría de las secuencias de los Pirineos Occidentales, estaría

	CARACTERISTICAS DE LAS ZONAS POLINICAS
17	*Ericaceae-Poaceae* **Predominio de Tp. *Pinus pinaster*. Presencia de *Eucalyptus***
	Pinus **Predominio arbóreo.**
16	*Ericaceae.Pinus(Quercus-Corylus-Betula)* **Presencia contínua de Tp. *P. pinaster*. Presencia de cereal y *Castanea***
15	*Ericaceae-Poaceae-(Quercus-Corylus)* **Detrimento arbóreo. Presencia contínua de *Castanea***
14	*Quercus-Corylus* **Detrimento herbáceas. Aumenta cereal. Presencia de *Castanea* y *Fagus*.**
13	*Ericaceae / Poaceae.* ***Castanea* continuo. Aumenta cereal. *Fagus, P. pinaster, Juglans*.**
	Quercus-Corylus / Ericaceae-Poaceae **Inicio del detrimento arbóreo. *Castanea* y cereal presentes**
12	*Quercus-Corylus* **Predominio de polen arbóreo. Aparición de *Fagus*.**
11	*Quercus-Corylus-Ericaceae-Poaceae* **Aparición de cereal. Incremento del polen arbóreo.**
	Poaceae-Quercus **Descenso del polen arbóreo**
10	*Quercus-Corylus-Poaceae-Ericaceae* **Aparición de Tp. *P. pinaster***
9	*Betula-(Quercus-Corylus)* **Dominio arbóreo**
	Quercus-Corylus **Dominio arbóreo. Recuperación de polen arbóreo.**
8	*Poaceae-Quercus-Corylus / Poaceae* **Fuerte detrimento de polen arbóreo**
7	*Quercus/Corylus-Quercus* **Dominio arbóreo. Incremento de higrófilas**
6	*Quercus-Corylus-Poaceae/Ericaceae* **Inicio de la expansión de *Corylus*. Presencia de *Castanea***
5	*Poaceae-Quercus* **Inicio de la expansión de *Quercus*. Presencia de *Abies* y *Ulmus***
4	*Poaceae-Cyperaceae-Pinus-Betula* **Débil incremento de *Betula*. Detrimento de *Ericaceae***
3	*Poaceae-Ericaceae-Pinus* **Incremento de *Pinus* y *Ericaceae*. Predominio del polen herbáceo.**
2	*Poaceae* **Máximo de polen herbáceo. Fuerte detrimento de polen arbóreo**
1	*Poaceae-(Quercus-Corylus-Pinus)* **Predominio de polen herbáceo. Débil presencia de caducifolios, *Pinus***

TABLA 6. Zonación polínca de las Sierras Septentrionales de Galicia (XCH).

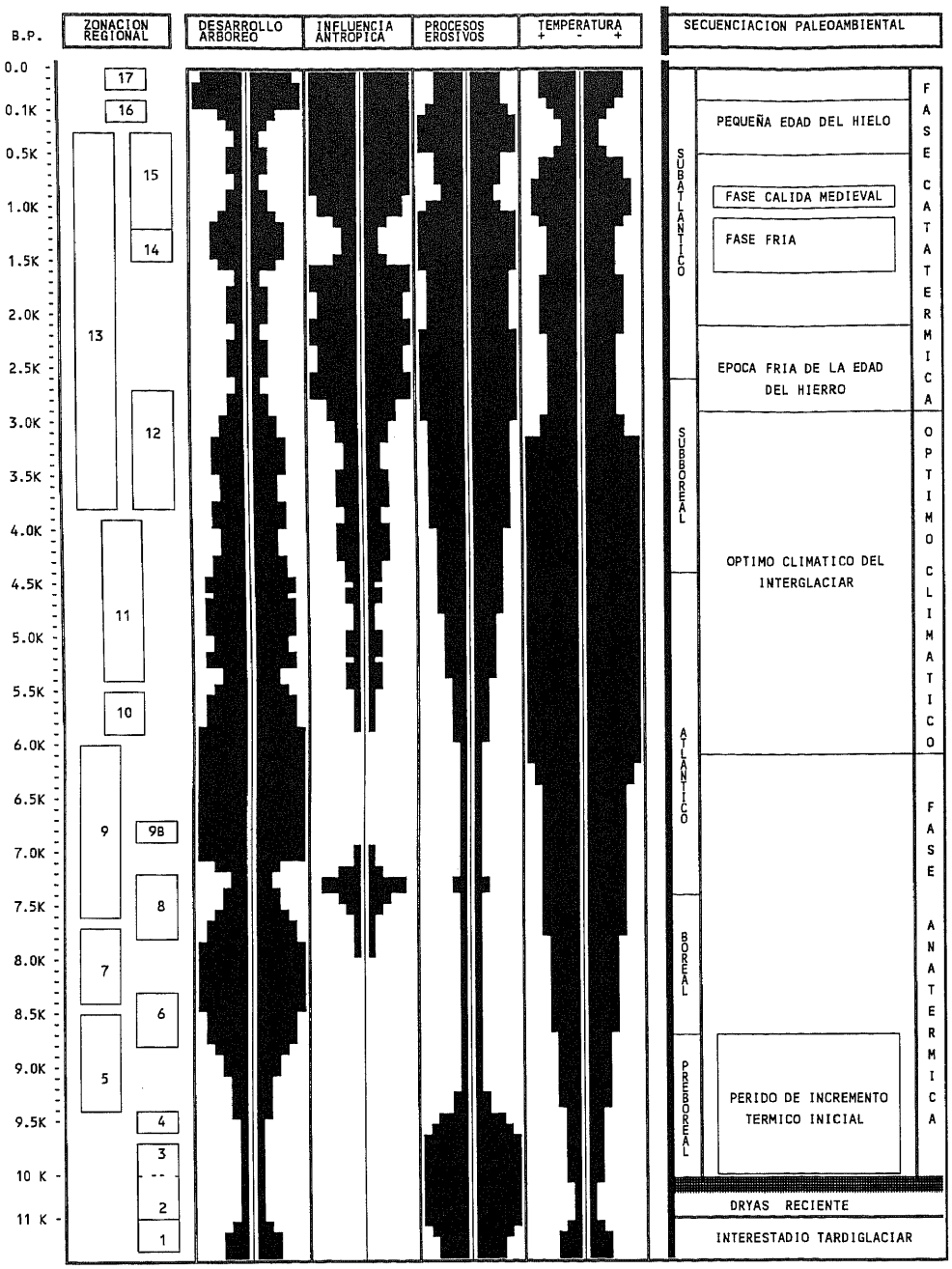


TABLA 7. Atribución cronológica de las zonas polínicas de las Sierras Septentrionales de Galicia.

originada por la falta de sedimentación originada por las condiciones desfavorables que provoca la aridez en este período, mientras que su inexistencia en el Pantano de Sanabria, se interpreta en base a la existencia de un hiatus durante el inicio de la curva de *Quercus* y en Lago de Ajo, se relaciona con errores en las dataciones C^{14} realizadas sobre medios calizos (PEÑALBA, 1989).

Turner & Hannon (1988), utilizan sin embargo la posición del frente polar, en este periodo, con respecto a la región Atlántica Peninsular (Fig. 1), para considerar un mayor carácter oceánico en Sanabria y Lago de Ajo, lo que provocaría la inexistencia de un periodo marcadamente frío entre el 11.000-10.000 BP. que pudiera identificarse con el Dryas reciente. Critican la existencia de esta fase en la Turbera de Padul (PONS & REILLE, 1988), en base a la ambigüedad de las fechas obtenidas y a que la migración del frente polar hacia el Norte, no pudo ser el determinante de los cambios de vegetación, ya que las variaciones climáticas, durante el Tardiglaciar, fueron mucho más atenuadas en el Norte de Africa.

Finalmente la no evidencia del Dryas reciente, en la mayoría de los espectros del S.O. de Europa, en los que se mantiene un fuerte predominio de *Pinus*, se relaciona, como defiende Reille (1990), por el fuerte desarrollo de este taxón durante el Alleröd. La persistencia o el ligero detrimento de *Pinus* entre 11.000-10.000 BP., enmascara esta fase de recrudecimiento climático, llegándose en ocasiones a considerar su débil o insignificante impacto en la vegetación, sobre todo, teniendo en cuenta que el detrimento térmico del Dryas reciente, solo parece provocar, un débil descenso en el límite superior del bosque, de modo que mientras en La Borde (1.660) quedaría en este periodo por encima, en Pelléautier (975 m) estaría por debajo del límite arbóreo.

En Galicia la reanudación del frío en este periodo provoca una reactivación de los procesos periglaciares generándose por una parte nuevos depósitos, del tipo colada de bloque, morrena de nevé, glaciar rocoso, etc. y por otro los antiguos sufrirían fenómenos de gelifracción, generándose nuevas formas como pequeños nichos o líneas de piedras.

Vegetacionalmente el Dryas reciente se caracteriza (VAN MOURIK, 1986; RAMIL REGO, 1992; RAMIL REGO & AIRA RODRIGUEZ, 1992) por el predominio absoluto de las formaciones herbáceas (*Poaceae*) que son sustituidas posteriormente, por la expansión del brezal, en un paisaje todavía débilmente arbolado, donde los porcentajes de Tp. *Pinus sylvestris* ejercen su predominio sobre los escasos caducifolios. Los estudios polínicos y edafológicos realizados en abrigos rocosos de las Sierras Septentrionales Gallegas (MARTINEZ CORTIZAS et al. 1992; RAMIL REGO, 1992; RAMIL REGO et al. 1992b,c,d), permiten relacionar el detrimento climático y la desaparición de la cubierta vegetal con un incremento en la inestabilidad de las vertientes provocando el truncamiento de la secuencia deposicional y la formación de una línea de piedras.

EL HOLOCENO

A partir del 10.000-9.000 BP., la retirada del frente polar hacia Groenlandia y la Península del Labrador, marcan de forma neta el inicio del presente Interglaciar

(Flandriense o Holoceno). Las variaciones isotópicas de la relación $^{16}O/^{18}O$, establecen para el período comprendido entre 10.000-7.000 BP., una segunda fase de deglaciación, mucho menos importante que la anterior, pero que conducirá a la reducción de las superficies heladas hasta su volumen actual (RUDDIMAN & Mc INTYRE, 1981, DUPLESSY & RUDDIMAN, 1984).

La deglaciación provoca un claro aumento en el volumen de las aguas del Océano Atlántico, esta transgresión marina es reconocida en la Ría de Vigo, entre el 8.500-8.000 BP., cuando el mar comienza a cubrir los sedimentos würmienses que se encuentran a -25 m. Los resultados de los análisis sedimentológicos y faunísticos, muestran la existencia de una alta temperatura media, frente a las regiones de Centroeuropa (MARGALEF, 1956a,b).

A partir del 6.000 BP. (Fig. 1) todos los indicadores paleoclimáticos establecen de forma homogénea las condiciones del Postglacial, alcanzando valores semejantes a los actuales (RUDDIMAN & Mc INTYRE, 1981). En el océano tras las fases regresivas del denominado «*máximo flandriense*», se produce una retirada del mar hasta cotas similares o inferiores a las actuales. Los datos obtenidos por Margalef (1956) en los sedimentos de la ría de Vigo, establecen desde el 6.000 BP., un claro paralelismo con la sucesión climática del Centro y Norte de Europa. La temperatura media durante el período Atlántico es similar a la registrada en el periodo anterior (Boreal), detectándose una elevada pluviosidad. A partir del 4.450 BP., la temperatura es más elevada y el ambiente mucho más seco, para registrarse a partir del 2.500 BP., un descenso en las temperaturas medias, mientras se registran momentos de alta humedad. La mejoría climática que se produce entre 10.000 BP. y el 6.000 BP., favorece el desarrollo de formaciones arbustivas colonizadoras y el posterior desarrollo de la vegetación arbórea, que mantendría una neta hegemonía en el paisaje de la mayoría de las regiones del S.O. Europeo. La dinámica de vegetación establecida hasta el 5.000 BP., responde mayoritariamente a los cambios climáticos globales, modulados por determinantes biogeográficos. De este modo, la secuencia paleobotánica establecida en las sierras septentrionales, puede correlacionarse con el resto de las reconstrucciones forestales del S.O. de Europa. La posterior antropización del paisaje, produce una disimilitud con relación a las secuencias de referencia, mientras aumenta su interrelación con la evolución cultural de cada territorio.

En la Península Ibérica, el mayor número de espectros disponibles para este período, unido a un reparto geográfico más homogéneo de los mismos, facilitan las interpretaciones así como la correlación entre los distintos territorios. En el Cantábrico la mayoría de los espectros costeros, son muy poco significativos, con respecto a la mejoría climática de este período, manteniendo el predominio de las formaciones herbáceas y arbustivas locales, al igual que en los periodos anteriores, mientras que en posiciones sublitorales predomina el robledal caducifolio.

En Galicia la abundancia de datos polínicos y cronológicos obtenidos en las turberas y depósitos inorgánicos de las Sierras Septentrionales (MENENDEZ AMOR & FLORSCHUTZ, 1961; VAN MOURIK, 1986; RAMIL REGO, 1992; RAMIL REGO & AIRA RODRIGUEZ, 1992c,d), permiten reconstruir con gran detalle la evolución de la vegetación a lo largo del Holoceno (Tabl. 6,7). Inicialmente (10.000-

9.500 BP.), se establece una fase colonizadora con predominio de *Pinus* y *Betula*, aunque el paisaje se mantiene globalmente desarbolado. A partir del 9.500 BP., se produce la expansión de *Quercus*, que marca la lenta pero progresiva instalación del robledal en el territorio. La posterior expansión de *Corylus* (8.500 BP.) establece la hegemonía del robledal en el paisaje, a lo largo de un período de aproximadamente 3.000 años. El dominio forestal es interrumpido entre aproximadamente el 7.700 BP. y el 7.300 BP. por una deforestación de carácter antrópico, relacionable con el auge local del poblamiento Epipaleolítico, mientras que alrededor del 6.895 BP., el abedular coloniza los bordes de algunos de los depósitos turbosos.

A partir del 5.500 BP., la reaparición de los procesos deforestadores, tiende a disminuir progresivamente la vegetación arbórea. En una primera fase 5.500-3.000 BP., debido a la todavía desigual y reducida presión antrópica, el paisaje mantiene globalmente su carácter forestal, mientras que la agricultura comienza a manifestarse entorno al 5.500-4.500 BP. La generalización y progresión de la deforestación entre el 3.000-2.500 BP., paralelamente al desarrollo de la cultura Castreña, conduce a la sustitución del robledal por formaciones arbustivas y herbáceas, mientras se incrementan considerablemente las prácticas agrícolas. La breve recuperación del bosque caducifolio entorno al 1.500 BP., puede relacionarse con la crisis económica provocada por la destrucción del Imperio Romano. La posterior recuperación en la actividad económica, produce el detrimento definitivo del robledal y su posterior sustitución, por formaciones de *Pinus* y finalmente de *Eucalyptus* (RAMIL REGO, 1992a,b).

Durante el Holoceno son de destacar geomorfologicamente la formación de numerosos depósitos turbosos y lacustres, mayoritariamente en la segunda etapa (5.000 - 0 BP.) y la reactivación de la incisión fluvial que había quedado interrumpida durante los periodos anteriores en los que el balance de disección era negativo, dado que dominaba el aporte de materiales hacia el fondo de los valles. Con el aumento de la humedad los cauces de agua volvieron a funcionar de nuevo. Muchas de las vertientes tapizadas por depósitos periglaciares han sido afectadas observandose en distintos lugares de Galicia, Valle del Eó, Valle del Ser, Macizo do Xistral, pequeños valles que cortan perpendicularmente a los depósitos. Al mismo tiempo la morfogénesis fluvial continuó funcionando en los valles principales de la red fluvial. Al lado de la dinámica ligada a procesos naturales hay que destacar aquellos que surgen de la actividad humana y que por medio de incendios, actividad agrícola-pastoril, etc favorecieron la incisión de los cauces de agua y la destrucción de muchos suelos.

BIBLIOGRAFIA

ANDERSEN, B.G. (1968): Glacial geology of Western Troms, North Norway. *Nor. Geol. Unders.* 256: 160 p.

ANDREWS, J.T.; MEARS, A.; MILLER, G.H. & PHEASANT, D.R. (1972): Holocene late glacial maximum and marine transgression in the eastern Canadian Arctic. *Nature.* 239. pp: 147-179.

BARD, E., LABEYRIE, D., PICHON, J.J., LABRACHERIE, M., ARNAOLD, M., DUPRAR, J., MOYES, J. & DUPLESSY, J.C. (1990): The last Deglaciation in the Southern and Northern Hemispheres a comparison based on oxigen isotope, sea surface temperature estimates, and accelerator 14C dating from deep-sea sediments. In: U. Bleil & J. Thiede (Eds.) *Geological History of the Polar Oceans: Artic Versus Antarctic.* Kluwer Academic Publishers. The Netherlands. pp: 405-415.

BOULTON, G.S. (1979): A model of Weichselian glacier variation in the North Atlantic regions. *Boreas.* 8. pp: 31-57.

BOYER-KLEIN, A. (1976): Análisis polínico de la Cueva de Tito Bustillo (Asturias). In: J.A. Moure Romanillo & M. Cano Herrera. *Excavaciones en la Cueva de Tito Bustillo (Asturias). Trabajos de 1975.* Diputación Provincial de Oviedo. Instituto de Estudios Asturianos del Patronato José M.ª Quadrado (C.S.I.C.), pp: 203-206.

BOYER-KLEIN, A. (1980): Nouveaux resultats palynologiques de sites solutréens et magdaléniens cantabriques. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, t 77/4. pp: 103-107.

BOYER-KLEIN, A. (1984): Analysis polliniques cantabriques au Tardiglaciaire. *Rev. de Paléobiol.* Vol. spécial. pp: 33-39.

BOYER-KLEIN, A. (1988): Analyses polliniques au Tardiglaciaire dans le Nord de l'Espagne: au sujet du Dryas I-II-III. In: J. Civis & M.ª F. Valle (Eds.). *Actas del VI Simposio de Palinología*, pp: 277-285.

BROSCHE, K.U. (1982): Studien zu jungpleistozänen und holozänen sedimenten und fossilen böden im küstengebiet von West Galizien (NW Spanien). *Eiszeitalter u. Gegenwart.* 32, pp: 63-80.

BURJACHS CASAS, F. (1990): Evolució de la Vegetació i paleoclimatologia desde la més de 85.000 anys a la regió d'Olot. Anàlisi pollínica del Pla de l'Estany (Sant Joan les Fonts, la Garrotxa). *Vitrina*, 2, pp: 39-46.

BURJACHS CASAS, F. (1991): Paleopalinología de la Cueva de l'Arbreda. Serinyà, Catalunya (≈50.000 - ≈8.000 BP.). *VIII Reunión Nac. Cuaternario* (en prensa).

BURJACHS CASAS, F. & ROURE NOLLA, J.M. (1987): Le dépot lacustre du Pla de l'Estany (Olot, Catalogne). Palynologie et étude paléoecologique du Pléistocène supérieur et du Holocène dans le N.E. de la Península Ibérique. *Trav. et Doc. Geogr. Trop.*, 59.

BUTZER, K.W. (1967): Geomorfology and stratigraphy of the Paleolithic site of Budiño Prov. de Pontevedra, Spain) *Eiszeitalter und Gegenwart.* 18. pp: 82-203.

CROS, J.; PEREZ OBIOL, R. & ROURE NOLLA, J.M. (1986): Premieres dares sobre la vegetació i el clima del cuaternari mitja a Olot (NE Península Ibérica). *Col. Bot.* 16 (2). pp: 365-369.

De BEAULIEU J.L. PONS, A. & REILLE, M. (1982): Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation de la bourdure nord du massif du Cantal (Massif Central, France). *Pollen et Spores*, XXIV (2). pp: 251-300.

De BEAULIEU J.L. & REILLE, M. (1983): Paléoenvironment tardiglaciaire et holocène des lacs de Pelléautier et Siguret (Hautes-Alpes, France). Histoire de la végétation d'après les analyses polliniques. *Ecol. Medit.* IX, pp: 19-36.

De BEAULIEU J.L.; PONS, A. & REILLE, M. (1985): Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des monts d'Aubrac (Massif Central, France). *Rev. Paleobot. Palynol.* 44, pp: 37-80.

De BEAULIEU J.L.; PONS, A. & REILLE, M. (1988): Histoire de la flore et de la végétation du Massif Central (France) depuis la fin de la dernière glaciation. *Cah. Micropaleontol.*, 3 (4), pp: 5-36.

De BEAULIEU, J.L. & REILLE, M. (1989): A new pollen sequence of Les Echets (France): a new element for the chronology of the upper Pleistocene. *Géogr. Phys. Quat.* 8 (1), pp: 3-9.

DELIBRIAS, G.; NONN, H. & VAN CAMPO, M. (1964): Age et flore d'un depôt periglaciaire reposant sur la rasa cantabrique prés de Burela (Galicie, Espagne). *C.R.A.S.* 259, pp: 4092-4094.

DUPRE OLLIVIER, M. (1984): Palinología de los niveles VII a II. In: J. Altuna et al. *El yacimiento prehistórico de la cueva de Ekain (Deba, Guipúzcoa).* Soc. Est. Vascos. Ser. 8, pp: 61-63.

DUPRE OLLIVIER, M. (1988): *Palinología y Paleoambiente: Nuevos datos españoles. Referencias.* Ser. Invest. Prehist., n.º 84. Diputación Provincial de Valencia.

DUPLESSY, J.C; DELIBRIAS, G.; TURON, J.L.; PUJOL, C. & DUPRAT, J. (1981): Deglacial warming of the Northeasterm Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 35. pp: 121-144.

DUPLESSY, J.C. & RUDDIMAN, W.F. (1984): La fusión de los casquetes glaciales. *Mundo Científico.* n.º 39, vol. 4. pp: 868-884

DUPLESSY, J.C.; BARD, E.; ARNOLD, M.; SHACKLETON, N.J.; DUPRAT, J. & LABEYRIE, L. (1991): How fast did the ocean - athmosphere system run during the last deglaciation?. *Earth and Planetary Science Lettres.* 103. pp: 27-40. Amsterdam.

FRANZ, H. (1967): Beiträge zur Kenntnis der bodenentwicklung in NW Spanien auf grund fossiler boden. *Anales de Edafología y Agrbiología.* CSIC. 26, pp: 33-51.

FERNANDEZ RODRIGUEZ, C. & RAMIL REGO, P. (1991): Fechas de C^{14} en yacimientos arqueológicos, depósitos orgánicos y suelos de Galicia. *Gallaecia.* En prensa

FERNANDEZ RODRIGUEZ, C., RAMIL REGO, P., MARTINEZ CORTIZAS, A., REY SALGADO, J.M & PEÑA VILLAMIDE, P. (1991): La Cueva de la Valiña (Castroverde, Lugo). Aproximación estratigráfica, paleobotánica y paleontológica al ambiente de una secuencia del Paleolítico Superior Inicial de Galicia. *Actas VIII Reunión Nac. Cuat.*, (en prensa).

FIRBAS, F. (1927): Beiträge zur Kenntnis der Schieferkohlen des Inntals und der Interglazialen Waldfeschichte der Ost-alpen. *Zeitschr. F. Gletscherk.*, vol. 15, pp: 261-267.

FOLLIERI, M., MAGRI, D. & SADORI, L. (1988): 250.000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma). *Pollen et Spores*, vol. XXX, n.º 3-4, pp: 329-356.

GARCIA ANTON, M. & SAINZ OLLERO, H. (1991): Pollen records from the middle Pleistocene Atapuerca site (Burgos, Spain). *Palaeog., Palaeocl., Palaeoec*, 85, pp: 199-206.

HOYOS GOMEZ, M. (1981): La cronología paleoclimática del Würm reciente en Asturias: Diferencias entre los resultados sedimentológicos y palinológicos. *R. Acad. Cienc. Exact. Fís. y Nat.*, pp: 62-74.

HUNTLEY, B. (1990): European post-glacial forest: compositional changes in response to climatic change. *Jour. Veget. Sc.*, vol. 1/4, pp: 507-518.

HUNTLEY, B. & BIRKS, H.J.B. (1983): *An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13000 years ago.* Cambridge University Press, 667 pp.

IVERSEN, J. (1958): The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa. *Uppsala Univ. Arsskr.* 6. 210 pp.

JALUT, G. (1990): Le paleoenvironnement de la moitie occidentale du versant Nord des Pyrenees de 40.000 B.P. a l'actuel: Etapes de la deglaciation et histoire de la vegtation. In: A. Cearreta & F.M. Ugarte. *International conference on the environment and the human society in the Western Pyrenees and the basque mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene.* Her. Unib. pp: 67-78.

JALUT, G., ANDRIEU, V., DELIBRIAS, G., FONTUGNE, M. & PAGES, P. (1988): Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrénées) during the last 27,000 years. *Pollen et Spores,* vol. XXX, n.º 3-4, pp: 357-394.

KOLSTRUP, E. (1980): Climatic and stratigraphy in northwestern Europe between 30.000 B.P. and 13.000 BP. with special reference to the Netherlands. *Meded. Rijks. Geol. Dienst,* 32. 15. pp: 181-253.

LAVILLE, H. (1988): Recent developments on the chronostratigraphy of the Paleolithic in the Perigord. In: H.L. Dibble & A. Montet-White. *Upper Pleistocene Prehistory of Western Asia.* Univ. Museum Symp., vol. 1/VIII, pp: 147-160.

LAVILLE, H., TURON, J.L., TEXIER, J.P., RAYNAL, J.P., DELPECH, F., PAQUEREAU, M.M., PRAT, F. & DEBENATH, A. (1983): Histoire paleoclimátique de l'Aquitaine et du Golfe de Gascogne au Pleistocene Superieur depuis de le dernier interglaciare. *Cah. Quat.,* n.º especial, pp: 219-241.

LEROI-GOURHAN, Arl. (1971): La fin du tardiglaciaire et les industries préhistoriques (Pyrénées-Cantabres). *Munibe,* XXIII, 2-3, pp: 249-254.

LEROI-GOURHAN, Arl. (1980a): Interestades würmiens Laugerie et Lascaux. *Bull. de l'Association pour l'Etude du Quaternaire.* 3, pp: 95-100.

LEROI GOURHAN, Arl. (1980b): Análisis polínico de El Pendo. In: J. González Echegaray et al. *El yacimiento de la cueva de El Pendo. (Excavaciones 1953-57).* Bib. Praehist. Hisp. vol XVII, pp: 265-266.

LEROI-GOURHAN, Arl. (1986): The Palynology of la Riera Cave. In: L.G. Straus & G.A. Clark (Eds.). *La Riera Cave. Age Hunter-Gatherer Adaptation in Northern Spain.* Antrop. Papers, n.º 36, pp: 59-64.

LEROI-GOURHAN, Arl. & RENAULT-MISKOVSKY J. (1977): La Palynologie appliquée à l'Archéologie. Méthodes, limites et résultats. In: *Approche écologique de l'Homme fossile.* Suppl. Bull. de l' A.F.E.Q., n.º 47, pp: 35-49.

LEROI-GOURHAN, Arl. & GIRARD, M. (1979): Chronologie pollinique de quelques sites préhistoriques á la fin des temps glaciaires. Coll.Inter. C.N.R.S. *La Fin des Temps Glaciares en Europe,* pp: 49-52.

MANGEREAUD, M. (1980): Ice-front variations of different parts of the Scandinavian ice sheet. In: J.J. Lowe; J.M. Gray & J.E. Robinson (Eds.). *Studies in the Lateglacial of North west Europa.* Pergamon Press, pp: 23-30.

MARDONES, M. & JALUT, G. (1983): La tourbière de Biscaye (alt. 409 m. Hautes Pyrénées): approche paléoécologique des 45.000 dernièrs années. *Pollen et Spores,* vol. 25, n.º 2, pp: 163-212.

MARGALEF, R. (1956a): Oscilaciones del clima postglaciar del Noroeste de España, registradas en los sedimentos de la ría de Vigo. *Zephyrus.* VII, pp: 5-9.

MARGALEF, R. (1956b): Paleoecología postglacial de la Ría de Vigo. *Investigaciones Pesqueras.* 5. pp: 89-112.

MARTINEZ CORTIZAS, A.M.; RAMIL REGO, P.; MOARES DOMINGUEZ, C. & LLANA RODRIGUEZ, C. (1992): Secuencia edáfica y paleoecológica de los yacimientos

epipaleolíticos de los valles de los ríos Arnela y Pedrido (Lugo, Galicia). *Actas de la II Reunión de Geoarqueología.* Madrid. (En prensa).

MARY, G. (1983): Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, pp: 3-55.

MARY, G. (1989): Cronología de los depósitos del último periodo frío de la costa Norte de España. Ensayo de correlación. *II Reunión Cuater. AEQUA/GTPEQ.* Ib.: 18.

MARY, G., MEDUS, J. & DELIBRIAS, G. (1977): Documents sur l'évolution de la flore du Littoral Nord Espagnol au Würm. *Supp. Bull. AFEQ*, 1, n.º 50, pp: 23-31.

Mc. INTYRE, A.; KIPP, N.G.; BE, A.W.H.; CROWLEY, T.; KELLOGG, T.; GARDENER, J.V.; PRELL, W. & RUDDIMAN, W.F. (1976): Glacial North Atlantic 18.000 years ago: A CLIMAP reconstruction. *Geological Society of America.* Memoir 145. pp: 43-76.

MENENDEZ AMOR, J. & FLORSCHÜTZ, F. (1961): Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. *Estudios. Geológicos*, Vol. XVII, pp: 83-99.

MENENDEZ AMOR, J. & FLORSCHÜTZ, F. (1962): Un aspect de la végétation en Espagne Méridionale durant la dernière Glaciation et l'Holocene. *Geologie en Mijnbown*, 41, pp: 131-134.

MENENDEZ AMOR, J. & FLORSCHÜTZ, F. (1963): Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.).* 61, pp: 121-133.

MENENDEZ AMOR, J. & FLORSCHÜTZ, F. (1964): Results of the preliminary palynological investigation of samples from a 50 m boring in southern Spain. *Bol Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, 62, pp: 251-255.

NONN, H. (1960): Les dépôts de la rasa cantabrique dans la partie occidentale (Galice, Espagne). *Rev. de Géomorph. Dynamique.* XI. n.º 7-8-9, pp: 97-105.

NONN, H. (1966): *Les regions cotiéres de la Galicie (Espagne).* Etude géomorphologique. Pub. Fac. Lettres de l'Univ. de Strasbourg, 591 p.

NONN, H. (1967): Presentación de algunos depósitos superficiales recientes en Galicia occidental. *Notas y Comunicaciones Instituto Geológico y Minero de España.* n.º 95, pp: 89-105.

OLDFIELD, F. (1960): The coastal mud-bed at Mouligna, Bidart, and the age of Asturian industry, in the Pays Basque. *Pollen et Spores*, 2 (1), pp: 57-70.

OLDFIELD, F. (1964): Late-Quaternary deposits at Le Moura, Biarritz, South-West France. *New Phytol.*, 63, pp: 374-409.

PEÑALBA GARMENDIA, M.ª C. (1989): *Dynamique de Vegetation Tardiglaciaire et Holocene du Centre-Nord de l'Espagne d'après l'analyse pollinique.* These Doctoral. Univ. d'Aix, Marseille III.

PEÑALBA GARMENDIA, M.ª C. (1990): La vegetación y el clima en los montes Vascos durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno según los análisis palinológicos. In: A. Cearreta & F.M. Ugarte. *International conference on the environment and the human society in the Western Pyrenees and the basque mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene.* Her. Unib. Gasteiz, pp: 89-86.

PEREZ ALBERTI, A. (1979): Nuevas observaciones sobre el glaciarismo y periglaciarismo en el NW de la península Ibérica. La Galicia Sudoriental. *Acta Geológica Hispánica.* Homenatge a Ll. Solé Sabarís, pp: 441-444.

PEREZ ALBERTI, A. (1982): Xeomorfoloxía. In *Xeografía de Galicia.* Tomo I: O Medio. Ed. Sálvora. Santiago.

PEREZ ALBERTI, A. (1983): Procesos periglaciares e glaciares no NE de Galicia. *Revista Terra. Sociedade Galega de Xeografía.* Santiago, pp: 78-86.

PEREZ ALBERTI, A. (1986): *A xeografía.* Ed. Galaxia. Vigo.

PEREZ ALBERTI, A. (1990): *La geomorfología de la Galicia Sudoriental (Problemas geomorfológicos de un macizo antiguo de la fachada atántica Ibérica: centro-sudeste de Galicia).* Tesis Doctoral. Universidade de Santiago.

PEREZ ALBERTI A.; RODRIGUEZ GUITIAN, M. y VALCARCEL DIAZ, M. (1992): Procesos glaciares en la Sierra de Ancares: Valles de Piornedo y Suárbol (NO Ibérico). *Estudios de Geomorfología en España.* Murcia, pp: 403-412.

PEREZ ALBERTI, A.; RODRIGUEZ GUITIAN, M. y VALCARCEL DIAZ, M. (1992): El modelado glaciar en la vertiente oriental de la Sierra de Ancares (Noroeste de la Península IBérica). *Papeles de Geografía.* Universidad de Murcia. En prensa.

PEREZ OBIOL, R. (1988): Histoire Tardiglaciaire et Holocène de la végétation de la région volcanique d'Olot. (N.E. Penins. Ib.). *Pollen et Spores*, vol. XXX, n.º 2, pp: 189-202.

PONS, A. (1984): A propos de l´apport de la palynologie quaternaire à la conaissance de la forêt bourguignonne. Bull. Soc. Bot. Fr. Lettres bot. 1, pp: 49-53.

PONS, A. & REILLE, M. (1988): The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeog., Palaeocl., Palaeoec.*, 66, pp: 243-263.

RAMIL REGO, P. (1992): *La vegetación Cuaternaria de las sierras septentrionales de Lugo a través del análisis polínico.* Tesis Doctoral. Fac. Biología. Univ. de Santiago, 456 p.

RAMIL REGO, P. (1992b): Análisis polínico de los niveles wurmienses de la Cueva de la Valiña (Castroverde, Lugo, Galicia). Anales de la Asociación de Palinólogos de Lengua Española. Cordóba (En prensa).

RAMIL REGO, P.; LLANA RODRIGUEZ, C. & FERNANDEZ RODRIGUEZ, C. (1992a): Las Gándaras de Budiño (Pontevedra): Una reflexión en su trigesimo aniversario. *Actas del XXI Congreso Nacional de Arqueología.* Teruel (En prensa).

RAMIL REGO, P.; MARTINEZ CORTIZAS, A. & RODRIGUEZ LOBELLE, B. (1992b): El yacimiento prehistórico de A Pena Grande, Vilalba, Galicia (N.W. España). Análisis polínico y edafológico. *Revue de Paléobiologie.* Genève, Vol. 11. n.º 1. pp: 231-241.

RAMIL REGO, P. & AIRA RODRIGUEZ, M.J. (1992c): Contribución al conocimiento de la vegetación Tardiglaciar y Holocena en el extremo Norte de la Terra Chá (Galicia, España). *Nova Acta Científica Compostelana (Bioloxía).* Santiago. 3. pp: 3-11.

RAMIL REGO, P. & AIRA RODRIGUEZ, M.J. (1992d): Síntesis de las características paleoambientales y cronológicas del S.O. de Europa: Una propuesta para las Sierras Septentrionales de Galicia (España). *Giornale Botánico Italiano* (En prensa).

REILLE, M. (1990): *Leçons de Palynologie et d'analyse pollinique.* Ed. du CNRS, 206 p.

REILLE, M. & DUPLESSY, J.C. (1990): Tardilaciaire et Holocène au Pays Basque français: histoire de la végétation et chronoloie dans une nouvelle séquence du Moura. In: A. Cearreta & F.M. Ugarte. *International conference on the environment and the human society in the Western Pyrenees and the basque mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene.* Her. Unib.: 159.

REILLE, M. & ANDRIEU, V. (1991): Données nouvelles sur l'histoire postlaciaire de la véétation des Pyrénées occidentales (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 2: 27-103.

RUDDIMAN, W.F. (1987): Norther Oceans. In W.F. Ruddiman & H.E. Wriht Jr. (Eds.). North America and adjacent oceans during the last deglaciation. Boulder, Colorado. Geological Society of America. *The Geology of North America.* Vol K-3, pp: 137-154.

RUDDIMAN, W.F. & Mc INTYRE, A. (1981): The north Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 35. pp: 145-214.

SAA OTERO, M.ªP. (1985): *Contribución a la cronología de sedimentos costeros por análisis polínico.* Tesis Doctoral. Facultad de Biología. Universidade de Santiago.

SANCHEZ GOÑI, M.ª F. (1991): *Analyses palynologiques des remplissages de grotte de Lezetxiki, Labeko et Urtiaga (Pays Basque espagnol). Leur place dans le cadre des sequences polliniques de la côte cantabrique et des Pyrénées occidentales. De la taphonomie pollinique à la reconstitution de l'environnement.* These. Museum National d'Histoire Naturelle, Paris.

SISSONS, J.B. (1974): Late glacial marine erosion in Scotland. *Boreas*, 3, pp: 41-48.

TRICART, J. & PEREZ ALBERTI, A. (1989): Problemas de paleoclimatología: Importancia e impacto del frío durante el Cuaternario. *Actas del Simposio Internacional «Otero Pedrayo e a Xeografía de Galicia»*. Consello da Cultura Galega. Santiago.

TURNER, C. (1985): Problems and pitfalls in the application of Palynology to Pleistocene archaeological sites in Western Europe. In: J. Renault-Miskovsky; Bui-Thi-Mai & M. Girard. (Eds.). *Palynologie Archéologique.* Edit. du CNRS. 17, pp: 347-373.

TURNER, C. & HANNON, E. (1988): Vegetational evidence for late Quaternary climatic chanes in southwest Europe in relation to the influence or the North Atlantic Ocean. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 318, pp: 451-485.

TURNER, C. (1985): Problems and pitfalls in the application of Palynology to Pleistocene archaeological sites in Western Europe. In: J. Renault-Miskovsky; Bui-Thi-Mai & M. Girard. (Eds.). *Palynologie Archéologique.* Editions du CNRS. 17. pp: 347-373.

TURNER, C. & WEST, R.G. (1968): The subdivision and zonation of interglacial periods. *Eiszeitalter und Gegenwart.* 19. pp: 93-101.

UREY, H.C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. *Jour. Chem. Soc.*: 562-581.

VAN CAMPO, M. (1984): Relations entre la végétation de l'Europe et les températures de surface océaniques après le dernier maximum glaciaire. *Pollen et Spores.* 26. pp: 497-518.

VAN DER HAMMEN, T.; MAARLEVELD, G.C.; VOGEL, J.C. & ZAGWIJN, W.H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in The Netherlands. *Geologie en Mijnbown.* 46. pp: 79-95.

VAN MOURIK, J.M. (1986): *Pollen profils of slope deposits in the Galician area (N.W. Spain).* Nederlandse Geografische Studies 12, 171 p.

VIDAL ROMANI, J.R. (1990): Galicia. In Mapa del Cuaternario de España. *Instituto GeoMinero de España.* Madrid, pp. 95-104.

VON POST, L. (1946): The prospect for pollen analysis in the study of the earth's climatic history. *New Phytol.* 49. 193.

WATTS, W.A. (1980): Regional variations in the reponse of vegetation to late glacial climatic events in Europe. In: J.J. Lowe; J.M. Gray & J.E. Robinson Eds. *Studies in the Lateglacial of Northwest Europe.* Pergamon Press. pp: 1-22. Oxford.

WATTS, W.A. (1986): Stages of climatic change from full Glacial to Holocene in Northwest Spain, Southern France and Italy: A Comparison of the Atlantic Coast and the Mediterranean Basin. In: A. Ghazi & R. Fantechi (Eds.). *Current Issuees in Climate Research. Proc. Climatol. Pr. Symp., Sophia Antipolis*, pp: 101-111.

WIJMSTRA, T.A. (1969): Palynology of the first 30 meters of the 120 m deep section in northern Greece. *Acta Bot. Neerl.* 18, pp: 511-527.

WIJMSTRA, T.A. & SMIT, A. (1976): Palynology of the middle part (30-78 metres) of the 120 m deep section in northern Greece (Macedonia). *Acta Bot. Neerl.* 25, pp: 297-312.

WOILLARD, G. (1979): The last interglacial-glacial cycle at Grande Pile in North-eastern France. *Bull. Soc. Belg. Geol.*, 88, n.º 1, pp: 51-69.

WOILLARD, G. & MOOK, W.G. (1982): Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of Land and Sea chronologies. *Science*, 215, pp: 159-161.

ZAGWIJN, W.H. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part. I. Eemian and Early Weichselian. *Medelingen van de Geologische Sticgting.* Ser. n.º 14, pp: 15-45.

ZBYSZEWSKI, G. & TEIXEIRA, C. (1948): Le niveau quaternaire marin de 5-8 m du Portugal. *Boletim da Sociedad Geologica de Portugal.* fasc. 1-2. pp: 1-6. Porto.